

岩石礦物礦床學

第十九卷 第三號

(昭和十三年三月一日)

研究報文

- 油田褶曲の作圖範式に就て(2).....理學博士 高 橋 純 一
竹野礦山の地質礦床, 特にテルル含有理 學 士 中 野 長 俊
礦物の産狀に就て
尾平礦山産鐵錳重石理 學 士 渡 邊 新 六
十和田湖畔産流紋岩質凝灰岩中の兩錐石英理學博士 神 津 俣 祐
理 學 士 河 野 義 禮
理 學 士 大 森 啓 一

研究短報文

- 石英斑岩中の斑狀石英と流紋岩中理學博士 神 津 俣 祐
の同石英との比較理 學 士 竹 内 常 彦

抄 録

- 礦物學及結晶學 Bornite の結晶構造 外15件
岩石學及火山學 南亞弗利加 Namaqualand ベグマタイトの成礦作用 外8件
金 屬 礦 床 學 馬來半島の錫礦床 外5件
石 油 礦 床 學 Pennsylvania に於る Oriskany 層の研究 外4件
窯業原料礦物 ハロイサイト及びアロフアン 外1件
石 炭 石炭層中の硫化鐵の成因 外2件

會報及雜報

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
 Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
 Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.
 Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.
 Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Kunikatsu Seto, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, *R. S.*
 Muraji Fukuda, *R. H.*
 Tadao Fukutomi, *R. S.*
 Zyunpei Harada, *R. S.*
 Fujio Homma, *R. H.*
 Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*
 Tsunenaka Iki, *K. H.*
 Kinosuke Inouye, *R. H.*
 Tomimatsu Ishihara, *K. H.*
 Nobuyasu Kanehara, *R. S.*
 Ryôhei Katayama, *R. S.*
 Takeo Katô, *R. H.*
 Rokurô Kimura, *R. S.*
 Kameki Kinoshita, *R. H.*
 Shukusuké Kôzu, *R. H.*
 Atsushi Matsubara, *R. H.*
 Tadaichi Matsumoto, *R. S.*
 Motonori Matsuyama, *R. H.*
 Shintarô Nakamura, *R. S.*

Kinjirô Nakawo.
 Seijirô Noda, *R. S.*
 Takuji Ogawa, *R. H.*
 Yoshichika Ôinouye, *R. S.*
 Ichizô Ômura, *R. S.*
 Veijirô Sagawa, *R. S.*
 Toshitsuna Sasaki, *H. S.*
 Isudzu Sugimoto, *K. S.*
 Jun-ichi Takahashi, *R. H.*
 Korehiko Takenouchi, *K. H.*
 Hidezô Tanakadaté, *R. S.*
 Iwawo Tateiwa, *R. S.*
 Shigeyasu Tokunaga, *R. H., K. H.*
 Kunio Uwatoko, *R. H.*
 Manjirô Watanabé, *R. H.*
 Mitsuo Yamada, *R. H.*
 Shinji Yamané, *R. H.*
 Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

Abstractors.

Yoshinori Kawano,
 Isamu Matiba,
 Osatoshi Nakano,
 Tadahiro Nemoto,
 Kei-iti Ohmori,

Kunikatsu Seto,
 Rensaku Suzuki,
 Jun-ichi Takahashi,
 Katsutoshi Takané,
 Tanehiko Takenouti,

Shizuo Tsurumi,
 Manjirô Watanabé,
 Shinroku Watanabé,
 Tsugio Yagi,
 Bumpei Yoshiki,

岩石礦物礦床學

第十九卷 第三號

昭和十三年三月一日

研 究 報 文

油田褶曲の作圖範式に就て (2)

理學博士 高 橋 純 一

並行褶曲の作圖法及び範式

並行褶曲の作圖及び數學的計算は甚だ複雑であつて、褶曲が輕度であるか、或は傾斜角が同一基準線 (datum line) 上に換置し得る場合を除き、一般に繁雜な手數を必要とする。その結果、從來記載され來つた作圖及び計算法は、殆んど凡て近似値的方法に屬し、往々にして甚だ不合理なる方法が慣用されて居るのである。

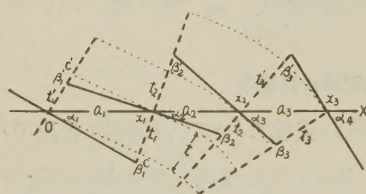
正並行圖法 最も理想的な並行褶曲は、傾斜角に垂直なる線上に於て、層厚及び傾斜角が一定に保たれる事が必要である。筆者の所謂, ideal parallel law に従ふ褶曲の圖法は次の如くである。

第九圖は基準線 OX 線上に描かれたる傾斜角の一群であり、完成さる可き褶曲斷面圖の縮尺に對しては微小部分に相當するものと假定する。例へば縮尺 $1/50,000$ の褶曲斷面を完成せんとする場合、水平又は垂直の距離 $50m$ は $1mm$ に過ぎざるが故に、この程度の距離の差違は實際上無視する事が出来る。また基準線 OX は必ずしも地平線たるを要せず、只これに平

行にして最初の傾斜角の測點を通過し、且つ成る可く多くの他の傾斜角測點を通過する事が必要である。實際上に於ては斯の如き基準線の位置を求める事は困難であるが、已むを得ない場合には成る可く近接せる測點に於ける傾斜角及び走向に訂正を加へて基準線上に換置するものである。

斯くして撰まれた OX 線上の起點 O 及び傾斜角の測點 $x_1 x_2 x_3 \dots$ の各點に於ける換算傾斜角を夫々 $\alpha_1 \alpha_2 \alpha_3 \dots$ とし、 $t_1 t_2 t_3 \dots$ 及び $\ell_1 \ell_2 \ell_3 \dots$ は夫々傾斜角への垂線に相當するものとする。例へば起點 O より x_1 點に至る地層の厚さを求める場合には、上の假定により t_1 と ℓ_1 の平均値 t に相當する事が知られる。計算又は作圖により t の長さを求め得た

第 九 圖



並行褶曲の微小部分

る場合には、この長さを O 點の垂線上に Oc' に等しく取り、同様に x_1 點より x_1c' に等しく取り、 Oc 及び x_1c' を結べばこの兩點間の褶曲形が得られる。同様な操作を $x_2 x_3 \dots$ 等の各點

間に就て行へば、夫々の測點間の地層の厚さが知られ、またその褶曲形が完成される譯である。以上の作圖に於て單に $t_1 t_2 t_3 \dots$ のみを考慮し、 $\ell_1 \ell_2 \ell_3 \dots$ を度外視する場合には、斯くして描かれた褶曲は、各點間の地層の厚さ、その傾斜角の關係に於て、著しく並行褶曲の特性を失ふ事を注意せねばならぬ。之に反し、上述の方法に據れば、褶曲線は垂線の方に等距離等角性が保たれる事、第九圖の破線を以て示す如くである。但しこの褶曲線は性質上平滑曲線の傾向を取る事は云ふ迄もない。

第九圖の三角形 Ocx_1 に於て、 α_1 は既知の水平距離、 α_1 は O 點に於ける傾斜角である故、 $\beta_1 = 90^\circ - \alpha_1 + \alpha_2$ なる事は明らかである。斯く t_1 の長さは普通三角法の公式により

$$t_1 = \frac{a_1 \sin \alpha_1}{\sin(90^\circ + \alpha_1 - \alpha_2)} \quad \text{同様に } t'_1 = \frac{a_1 \sin \alpha_2}{\sin(90^\circ - \alpha_1 + \alpha_2)}$$

然るに上の兩式の分母は互に補角なる角の正弦である故その値は相等しく、これを $\cos(\alpha_1 \sim \alpha_2)$ で置き換へる事が出来、また $\alpha_1 \alpha_2 \dots$ 等の角を 0° より 180° まで正負を許す如く測れば $\cos(\alpha_1 - \alpha_2)$ と書く事が出来る故、上の $t_1 t'_1$ の平均の長さ t は次の如く表はされる。

$$t = 1/2 (t_1 + t'_1) = \frac{a_1 (\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2)}{2 \cos(\alpha_1 - \alpha_2)}$$

他の諸測點間にも同様な關係が成立する故、一般に原點 O より a_n なる測點に達する地層の總厚 T は次の代數式で表はす事が出来る。但し $E \sec \alpha_{n+1}$ は後に説明する如く高度の訂正である。

$$T = \sum_{n=1}^n \frac{a_n (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})}{2 \cos(\alpha_n - \alpha_{n+1})} \pm E \sec \alpha_{n+1} \dots \dots \dots (1)$$

もし普通の場合の如く $a_1 a_2 a_3 \dots$ の通差が無視し得可き場合には、上記の $\frac{1}{2}(t_1 + t'_1 + t_2 + t'_2 + \dots)$ を積分し、起點 O より x なる水平距離に相當する測點に達する地層の厚さ T は次の定積分範式で表示する事が出来るよう。

$$T = \int_0^x a_n \cdot \frac{1}{2} (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1}) \sec(\alpha_n - \alpha_{n+1}) dx \pm E \sec \alpha_{n+1} \dots (2)$$

その實際上の作圖は既に上述せる所であるが、なほこれを例示するならば、例へば第十圖に示すが如く、その操作は比較的簡單である。同圖の ab は夫々傾斜角 $\alpha_1 \alpha_2$ の測點なる場合、 a 點に於ける傾斜角線 ae の延長と、 b 點に於ける傾斜角線 be' への垂線 bf の交點 g を求むれば、長さ bg はこの場合の t_1 に相當する。同様に ac' は t'_1 に相當する故、兩者の平均 t の長さは作圖又は計算によつて容易に求める事が出来る。

次に a 點に於ける垂線 ac' 上に t なる長さを取り、その末端 d' より a に於ける傾斜角線 ae に平行 $d'e'$ を引き、 b 點の傾斜角線の延長 be' 線と交

はらしめる時は、線 $d'e'b$ は ab 兩點間の地層褶曲線の外廓線に相當する。斯くして得たる外廓線に内接する滑曲線（第十圖の破線 bd' ）を描けば、褶曲地層の上限線が得られる。

その下限線は上と同様に be 線上に $t=bd$ なる點を求め、 be' に平行に de を引き ae 線と交はらしめる時は、 aed 線はその外廓線に相當する故、これに内接する曲線 ad を描けば求むる褶曲線が得られる。斯く曲線 bd' 及び ad は ab 兩點間の褶曲地層の上下兩限線を示すものであり、その性状は並行褶曲の法則に一致する。

茲に注意すべきは、斯くして描かれた褶曲線は必ずしも 共心圓弧に 非る點である。例へば弧線 ad, bd' は中心を異にする圓弧の一小部と見做す事が出来るが、これは α_1, α_2 兩角の通差が比較的大ならざる場合に限られ、一般には圓弧以外の曲線となる例が多い。第十圖に於て假りに共心圓弧法に依る場合には、例へば ab 兩點に於ける垂線の交點 c を中心とし、弧 af 及び bf' を描いて褶曲の上下兩限線に代用するものであるが、この方法に於ては傾斜角は並行褶曲の法則に従ふけれども、地層の厚さは甚しく不當となり、單に正並行褶曲法による厚さ bd と相違するのみならず、褶曲の背斜部に近き部分の厚さ af' は、その翼部の厚さ bf よりも著しく小となり、全く並行褶曲の特性が失はれる事となるのである。

並行褶曲の一小部分を圓弧と見做す作圖法は從來最も普通に行はれ來つた方法であるが、相隣る傾斜角の差が小なる場合を除き、その誤差は一般に大である。並行褶曲の近似圖法として曾てウィリスの推稱せる方法の如き¹⁾ またラヒーの所謂 horizontal offset 法の如き、何れも背斜部に於て地層が尖縮し、翼部に於て却つて膨大する結果を生じ易い。凡て斯様な方法は、

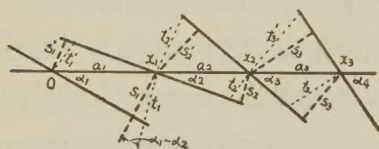
1) Baily Willis : Structural Geology ; Lahee : Field Geology.

前項の正並行圖法に於ける地層の厚さ t は凡て並行褶曲の特性に従つて傾斜角線への垂線(即ち褶曲線の法線)上に測られたものである(第十圖)。今もし第十一圖に示す如く、上記の垂線 ($t_1 t_2 t_3 \dots$) の代りに各測點から相隣る傾斜角線へ下したる垂線 ($s_1 s_2 s_3 \dots$) 上に厚さを測るものとすれば、計算及び作圖法は著しく簡略となるのである。

第十一圖は第九圖と同様に並行褶曲の微小部分を示すもので、 $s_1 s'_1 s_2 s'_2 \dots$ 等は各測點より相隣る傾斜角線上に下したる垂線を示し、同時に各測點間の地層の近似的な厚さを表はすものであり、その他の記號は第十圖と略同様である。

同圖に於いて $t_1 t_1 t_2 t_2 \dots$ 等の代りに $s_1 s'_1 s_2 s'_2 \dots$ 等を用ひる場

第 拾 壹 圖



並行褶曲の近似圖法

合、これ等は $s_1 = a_1 \sin \alpha_1, s'_1 = a_1 \sin \alpha_2, s_2 = a_2 \sin \alpha_2, s'_2 = a_2 \sin \alpha_3 \dots$ 等の關係が成立する。故に例へば起點 O と x_1 なる兩點間の地層の厚さの近似値 s は s_1 と s'_1 の平均値に相當する。

$$s = \frac{1}{2}(s_1 + s'_1) = \frac{1}{2}a_1 (\sin \alpha_1 + \sin \alpha_2)$$

同様な關係は x_1 と x_2, x_2 と x_3 等の各測點間に於ても成立する故、起點 O より x_n なる測點に達する地層の厚さ S は

$$S = \sum_{n=1}^n \frac{1}{2} a_n (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1}) \dots \dots \dots (3)$$

また上記の $s_1 s'_1 s_2 s'_2 \dots$ 等を積分すれば、起點 O より基準線上 x 點に至る地層の厚さ s は

$$S = \int_0^x \frac{1}{2} a_n (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1}) dx \dots \dots \dots (4)$$

更にこの近似法に於て、第十二圖の下段に示す如く、横軸には各測點の起點よりの水平距離、縦軸には $\sin \alpha$ を取り、夫々の相當點を結べば、以上の關

係は面積の積分式で表示される。¹⁾

$$S = \int_0^x \sin \alpha_n \, dx \dots \dots \dots (5)$$

斯の如き方法及び範式の實際的な取扱は後項に述べるが、次には以上の近似法の正並行褶曲法に對する精密度を吟味する。

近似法の吟味 以上の如く、近似法に於ては第十一圖（及び第十圖）の t_1 t'_1 t_2 t'_2 \dots の代りに s_1 s'_1 s_2 s'_2 \dots を使用するものである故、先づ t_1 と s_1 の關係を吟味すれば

$$t_1 = \frac{a_1 \sin \alpha_1}{\cos(\alpha_1 - \alpha_2)} \quad s_1 = a_1 \sin \alpha_1 \quad \therefore t_1 = s_1 \sec(\alpha_1 - \alpha_2)$$

t_2 と s_2 , t_3 と s_3 等に就ても同様な關係が成立する故、要するに正並行褶曲法とこの近似法に於ける地層の厚さの差違は、隣接の傾斜角の \secant に相當する。故にこの誤差は隣接傾斜角間の差が零に等しき場合に於て ($\alpha_n - \alpha_{n+1} = 0$) 消滅して $t = s$ となり、差角の小なる間はその \secant も略 1 に等しきが故に誤差も從つて小であり、差角 25° に達すれば誤差 25%, 60° に達すれば 200% に上るものである。

斯様に本方法は相隣る傾斜角の通差 10° を超えざる場合（誤差 1.5% 以下）に於ては正並行褶曲法と大差なきも、然らざる場合には適用上常に注意を要するものである。

範例 第十二圖は第三圖及び第四圖の旭川油田の一部を擴大せるもので上記諸方法の適用を例示するものである。その各測點に關する要項は第一表に示す通りである。

第十二圖の上段は正並行褶曲の法則に從つて作圖したるものであり、範式 (1) 乃至 (2) に相當する。然し第一表に依つて明かなる如く、この場合に於ては $\sec(\alpha_n - \alpha_{n+1})$ の値が大體 1 に等しく、最大誤差 4% の範圍に於

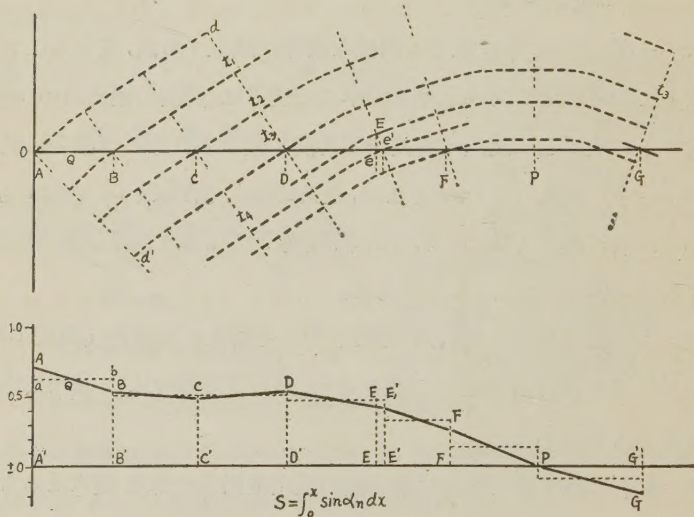
(1) Icke : Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 9, pp 451. 1925.

第 壹 表

$$\beta = \alpha_n - \alpha_{n+1} \quad S_n = \frac{1}{2} x_n (\sin \alpha_n + \sin \alpha_{n+1})$$

	A	B	C	D	E	F	P	G
x_n	0 ^m	115	120	125	132	100	120	150 ^m
dip	45°	33	32	33	25	15	0	20°
$\sin \alpha_n$	0.71	0.54	0.53	0.54	0.42	0.25	0	0.34
β	—	12°	1	1	8	10	15	5°
sec β	—	1.02	1.00	1.00	1.01	1.02	1.04	1.06
s_n	—	72.5	66.2	66.9	46.0	52.4	14.8	16.0
t_n	—	72.5	66.2	66.9	46.0	52.4	15.4	16.9

第 拾 貳 圖



旭川背斜の正並行褶曲圖法(上)と圖式積分(下)

て近似圖法の範式 (3) 乃至 (4) の適用の可なるを知る事が出来る。同表の末段は s_n と t_n の對比を示すものである。

第十一圖の下段の圖は既に前々項に述べた面積の積分式 $S = \int_0^x \sin \alpha_n dx$ による圖式積分法を示すものであり、範式 (3) (4) の適用可能な場合には近似法として有効である。

同圖に於ける横軸は起點 O (A) より傾斜角の各測點 B, C, D...に至る水平距離を表はし、(第一表 x_n) 縦軸には $\sin \alpha_n$ の三角函數 (第一表第 3 段) を取り、基準線より上方は正、下方は負とする。傾斜角 α_n は前述の如く正負を許す如く測定され、圖に於ては左下りが正、右下り (G) が負に相當する。

例へば AB 兩點間の地層の厚さを計算する場合には、 $A = \sin 45^\circ = 0.71$; $B = \sin 33^\circ = 0.54$ を夫々縦軸上に取り、兩者の平均値 $\frac{1}{2} (0.71 + 0.54) = 0.64$ の點を通じて ab 線を描けば、矩形 $abA'B'$ は梯形 $ABA'B'$ に等しい。而してこの面積は單位の撰み方により長さに換算する事が出来る。圖の横軸の 1 cm は 50m、縦軸 1cm は 0.25 に等しい故、 1cm^2 は長さ 12.5 m に相當する。然るに $abA'B'$ の面積は $0.64 \times 4 \times 115 \times 2 = 2.52 \times 2.3 = 5.79\text{cm}^2$ である故、これに 12.5m を乗すれば所要の厚さ 72.5m が得られる (第一表参照)。これを範式 (3) によつて直接に計算すれば $\frac{1}{2} \alpha_1 (\sin 45^\circ + \sin 33^\circ) = 0.63 \times 115\text{m} = 72.45\text{m}$ となり、その結果は大差なき事となる。

同様な計算を B, C, D 等の各測點に就て行つた結果は第一表の s_n に掲げた通りである。例へば D 點より A 點に至る地層の厚さは $72.5 + 62.2 + 66.9 = 201.6\text{m}$ で A 及び D 點に於ける垂線上にこの長さ (Dd 及び Ad') を取り、Ad 及び Dd' 線を連結すれば、兩點間の褶曲線が得られる。

測點 D と E との間には高距 $Ee = 20\text{m}$ の差がある故、第十圖下段の方法によつて訂正を加へる必要がある。即ち $DE = 132\text{m}$ と $ee' = Ee' \tan 25^\circ = 20 \times 0.47 = 9.4\text{m}$ の和 141.4m に對し、 $\frac{1}{2} (\sin 33^\circ + \sin 25^\circ) = 0.335$ を乗じたる積 68m は De' 間の地層の厚さである。これより Ee' 即ち $Ee \sec 25^\circ = 20 \times 1.1 = 22\text{m}$ を減じたる 46m は DE 間の地層の厚さに相當する。

EF 間の厚さを計算する場合には同様に、

$e'F$ 間の厚さ $\cdot [(100 - 9.4) + 20 \tan 15^\circ] \times \frac{1}{2} (\sin 25^\circ + \sin 15^\circ) = 30.4\text{m}$

に $Ee' = 22\text{m}$ を加へたる 52.4m に相當する。斯くして AF 間の厚さ、即ち桂根層の砂岩より船川層上界までの地層の厚さは、これ等の合計 299.6m となり、背斜軸 P までは $299.6 + 14.8 = 314.4\text{m}$, G までのそれは $314.4 - 16 = 298.4\text{m}$ となる。以上の結果は桂根砂層以下の天徳寺層の總厚が旭川附近に於ては大體 300m (上の測定の範圍に於て) 相當する事を示すものである。

以上の各矩形の上限線を平分するか、或は定積分平均の定理を應用して曲線 ABCDEF...を描き、各區の面積を計算する場合にも同様な近似値が得られる。斯様な曲線を利用すれば背斜軸又は向斜軸の基準線上に於ける位置を決定し、または既知の測點間の中間地點の傾斜角を推定する事も可能である。例へば AB 間の Q 點の傾斜角を求むる場合には、 $0.64 \approx \sin 40^\circ$ である故、大體 40° に相當する事が知られる。

等形褶曲の作圖法と範式

等形褶曲の地層の厚さは、既述のその特性に従つて縦軸(直軸の場合は垂直線、傾斜軸の場合にはそれと平行なる方向)に沿ふて測られ、これを垂直の厚さ (y) 又は深度 (o) と稱する。これと層位的の厚さ (t), 即ち並行褶曲に於けるが如く、傾斜角線に垂直の方向に測られたる厚さとの關係は次の如くである(第 13 圖)。

$$t_n = \frac{\alpha \sin \alpha_n}{\cos(\alpha_n - \alpha_{n+1})}; \quad y_n = a \tan \alpha_n \quad \therefore y:t = \frac{\cos(\alpha_n - \alpha_{n+1})}{\cos \alpha_n}$$

従つて $\alpha_n = \alpha_{n+1}$ なる場合、即ち相隣る傾斜角が互に等しき時は $y_n = t_n \sec \alpha_n$ となる故、傾斜角の小なる間は等形褶曲も並行褶曲も大差無く、傾斜角が 18° を超えざる限りはその差 5% を超え無いが、傾斜角の増大に伴つて著しき差違を生じ、 60° に至れば殆んど 100% の誤差を生ずる。故に従來行はれ來つた並行褶曲法による測定法を等形褶曲に適用する事は、大なる過誤の原因となるものである。但し傾斜角 15° 以下なる如き緩褶曲に於、

ては、並行、等形の何れによるも殆んど同様な結果に達する。

等形褶曲に於ける層位的層厚 δ は、この場合には單に見懸けの厚さに過ぎず、傾斜角に反比例して増減し、その臨界傾斜角（逆變點）附近に於てのみ眞の厚さ（即ち平均の厚さ）に近づくものである。

傾斜角の測點が高度を異にする場合には、單に高距 E を増減すれば足り、その取扱は簡單である（第十三圖）。

等形たると並行たるを問はず、一般に傾斜角が同一ならざる場合には、何れの方法も嚴密に云へば近似的であるを免れ得ないが、作圖上、褶曲の一定特徴が失はれざる方法を以て正法と見做す可きである。

正等形圖法 第十三圖は等形褶曲の一小部分を示すものである。その AB 兩測點の傾斜角を夫々 $\alpha_1 \alpha_2$ とすれば、兩點間の地層の垂直層厚 y は y_1 と y'_1 の平均に相當する。

$$y = \frac{1}{2} (y_1 + y'_1) = \frac{1}{2} a_1 (\tan \alpha_1 + \tan \alpha_2) \quad .$$

同様な測點が多數ある場合にも同様な關係が成立する故、一般に基點 O より a_n に至る垂直層厚 Y は

$$Y = \sum_{i=1}^n \frac{1}{2} a_n (\tan \alpha_n + \tan \alpha_{n+1}) \pm E \dots \dots \dots (6)$$

但し E は高距の補正である。

次に測點間の距離の通差が無視し得可しと云ふ假定の下に y_1, y'_1, y_2, y'_2 を積分すれば、基點 O より a_n に至る垂直層厚 Y は

$$Y = \int_0^x \frac{1}{2} a_n (\tan \alpha_n + \tan \alpha_{n+1}) dx \pm E \dots \dots \dots (7)$$

等形褶曲に於ける高距補正は直軸の場合には簡單である。例へば第十三圖に於ける AB' 兩測點間に E なる高距が存する場合には、兩點間の層厚は $y + E$ である。

直軸ならざる等形褶曲は一般に計算が複雑となるが、その近似法は次項に述べる。

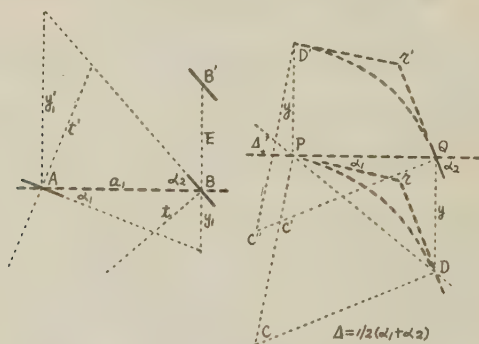
範例 第十五圖は第十二圖と 略同様な實例につき等形褶曲の圖法を示すものであり、同圖に用ひたる記號は y を除き第十二圖と同様で、各測點に關する要項は第二表に示す如くである。

第 貳 表
 $y_n = \frac{1}{2} a_n (\tan \alpha_n + \tan \alpha_{n+1}) \quad \beta = (\alpha_n - \alpha_{n+1})$

	A	B	C	D	E	F	P	G
x_n	0 ^m	115	120	125	132	100	120	150 ^m
dip	45°	33	32	33	25	15	0	20°
$\tan \alpha_n$	1.0	0.65	0.63	0.65	0.47	0.27	0	0.36
y_n	—	94.9	76.4	79.6	53.5	56.7	16.1	27.3
$y_n \cos \alpha_n$	—	79.7	64.9	66.9	48.5	54.9	16.1	25.6
$\sec \beta$	—	1.02	1.00	1.00	1.01	1.02	1.04	1.06
E	—	0	0	0	0	20	0	0

今 AB 兩測點間の地層の垂直層厚 y_1 を求むるには、範式 (6) により

第 拾 參 圖 第 拾 四 圖



等形褶曲の小部分 近似圖法

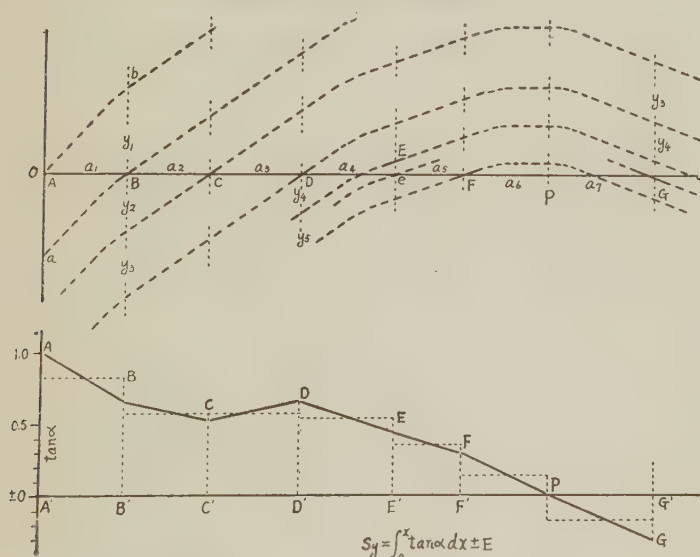
$$y_1 = \frac{1}{2} \times 115 \text{ m} (\tan 45^\circ + \tan 33^\circ) = \frac{1}{2} (115 \times 1.00 + 0.65) = 94.9 \text{ m}$$

即ち AB 兩點間の垂直深度は凡そ 95m に相當するが故に、AB 兩點に於ける垂直線上に $Bb = Aa = y_1 = 95 \text{ m}$ なる様に取り、Ab, Ba 兩線を作れば所要の褶曲線に相當する。他の測點間に就て同様な計算を行つた結果は第二表の y_n の段に示した通りである。DE は高度を異にする故、先づ De 間の

厚さ 73.5m を求め、これより高距 20m を減ずれば DE 間の垂直層厚 53.5m が得られる。また EF 兩測點のそれは先づ eF 間の厚さを算出し、これに 20m を加へて EF 間の垂直層厚となすものである。

A 點より F 點に至る垂直層厚は y_1 より y_5 に至る總和 356m (層位層厚は約 300m) となり、起點を通過する褶曲線は F 點に於ける垂直線上 356m の上方を過ぎる事となる。また G 點のそれは -27.3m である故、F 點よ

第 拾 五 圖



旭川油田の等形褶曲 (上) と圖式積分(下)

り背斜軸 P (+16m) を通過する褶曲線は G 點の基準以下 27.3m の點を通過する譯である。

實際の作圖に於ては、各測點間の垂直層厚を一度算出すれば、等形褶曲の特性に従つて之等の層厚を軸線への並行線上に取り、夫々の點を連結すれば足る事、第十五圖に示すが如くである。

次に等形褶曲に於ける垂直層厚 y_n と、その層位層厚 t_n との關係を吟味

する事が必要である。即ち前述の如く

$$I_n = y_n \frac{\cos \alpha_n}{\cos(\alpha_n - \alpha_{n+1})} = y_n \cos \alpha_n \sec(\alpha_n - \alpha_{n+1}) \cdots (8)$$

上式の $y_n \cos \alpha_n$ の値は第二表に掲げた通りである。これを並行褶曲法に於ける s_n に比較すれば、 α_n の値の小なる限りは兩者大差なきも、その大となるに従つてその差も大となる事が明かである。他方に於てはまた相隣る傾斜角の通差が小なる限り、 $\sec(\alpha_n - \alpha_{n+1})$ は大體 1 に等しき故、これによる層位及び垂直の兩層厚の差も従つて輕微である。然し傾斜角又はその通差が大なる場合には、並行、等形兩褶曲が著しき差違を呈す可きは屢々述べた通りである。

以上は範式計算法の大要であるが、圖式積分の例は 第十五圖下段に掲げた如くである。その上下軸は $\tan \alpha$ (上方に正、下方に負) を取り、水平軸には各測點の距離を取つたもので、その利用法は第十二圖下段の場合と同様である故、こゝには反覆しないが、斯く傾斜角の各測點間の關係を面積で表示した場合の積分範式は次の如く簡單になる。

$$S_y = \int_0^x \tan \alpha_n dx \pm E \cdots \cdots (9)$$

但し S_y は起點 O より水平軸上 x 點に至る地層の垂直層厚に換算が出来る。こゝに注意す可きは範式 (9) による場合と (6) 又は (7) による場合とは、結果に於て嚴密には一致せず、(9) は要するに一の近似法たるに過ぎない點である。只この圖式積分法によれば、等形褶曲が直軸にあらずして傾軸なる場合、比較的容易に兩者の近似的關係を知りうるものである。

近似圖法 第十四圖は近似的な等形褶曲圖法を示すものである。PQ は夫々隣接する傾斜角 $\alpha_1 \alpha_2$ の測點なりとし、P 點より $\angle QPD = \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2)$ なるが如く PD 線を引き、Q に於ける垂直線 QD と交はらしむれば、この QD は求むる垂直層厚の近似値 y に相當する。

この際もし褶曲を圓弧の一部と見做すならば、D 點より QC' に平行に CD 線を引き、PC' 線との交點 C を中心とし、PD を通過する圓弧（破線で示しあるもの）を描けば、褶曲の下限線（弧 PD）' が得られる。但し QC' 及び PC' は夫々 PQ 二點に於ける傾斜角線への垂線である。次に褶曲の上限線（弧 QD'）の中心 C'' を求むるには、先づ PD'=y なる様に D' 點を定め、P に於ける傾斜角線 Pr の平行線 D'r' を引き、次にこの線に對する垂線 D'c'' を描けば、これと Q' 線との交點 C'' が所要の點である。斯く異心圓弧 QD' と PD とは PQ 兩點間の地層の褶曲線を示すものであり、その垂直層厚 y は PD 間に於て不變に保たれ、また y に沿ふ傾斜角も一定である。

場合によつては斯の如く圓弧を描き難い事がある。その場合には夫々 D' r' を Pr に平行に、Dr を Qr' に平行に引けば、D'r'Q 及び DrP は夫々褶曲線の外廓線を表はすを以て、これ等に内接する曲線を描けば所要の褶曲線に相當する。

第十四圖に於て $\angle CPr = 90^\circ$ なる故、 $\angle CPQ = 90^\circ + \alpha_1$ ；また $\angle PQC' = 90^\circ - \alpha_2$ 、故に三角形 PQC' に於ける $\angle PC'Q = 180^\circ - \angle CPQ - \angle PQC' = \alpha_2 - \alpha_1 = \angle PCD$ である。更に $\angle DPr = \frac{1}{2} \angle PCD = \frac{1}{2}(\alpha_2 - \alpha_1)$ なる故、

$$\angle QPD = \angle CPQ - \angle CPD = 90^\circ + \alpha_1 - (90^\circ - \frac{\alpha_2 - \alpha_1}{2}) = \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2)$$

PQ 間の水平距離を a とすれば、QD 即ち y は、

$$y = a \tan \left(\frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \right) \dots \dots \dots (10)$$

上式を正等形褶曲圖法の範式 (7) に比較すれば、 $\tan \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2)$ は $\frac{1}{2}(\tan \alpha_1 + \tan \alpha_2)$ に等しからざるが故に、傾斜角の小なる間は大差なしとするも、角の増大するに従つて誤差が大となるものである。

要するにこの近似法は隣接の傾斜角の正切の平均値の代りに、傾斜角の

平均値の正切を代用するものであり、正切の函數は 60° 附近より急激に増加するが故に特に注意が必要である。

結言 油田構造の斷面的研究は石油の地層内部に於ける移動集中等の機構の考察、地下構造圖の調製、及び礦床の開発上、甚だ重要なに關らず、從來發表され來つた斷面圖は概して任意的な概念圖たるに留まるものが多く何等一定の規準を有せざるものが多い。

以上に述べ來つた所は本邦に於ける初めての試みとして褶曲の基本型の特性を規定し、その作圖法の數學的基礎を提示し、斷面圖の批判及び精確度判定の根拠を明かにしたるものである。その數學範式に至つては猶ほ將來再檢を要す可しと雖、なほ同法の概念的記號として使用するに 足る可きであらう。

本文に於ては 専ら地表の觀測材料のみに據る 場合を論じ、油井記錄による補正に於ては稿を改めて報ずることがあらう。然し一つの褶曲が何れの型に屬す可きかは地表材料のみによつても可成りの程度に判別するを得可く、例へば本邦油田に多き非對稱褶曲にして兩翼の地層々厚を異にし、而かも層厚が傾斜角に反比例して増減する如きは明らかに等形褶曲に屬する。更に地層構成の材料より云へば、比較的軟質可塑性に 富む 頁岩の厚層の如きは等形褶曲を形成するものである。これに反し、地層の層理よく發達し、層厚過大ならずして差別的運動の可能なる如き地層の累層（例へば石灰岩或種の砂岩、硬質頁岩又はそれ等の互層）の如きは並行褶曲を形成す可く、その層内には時に中層面現象を件ふか或は薄層の累層する場合には其効果が無視し得可きものである。

而して褶曲基本型の概念は、(1)最初地層又はその累層は平面並行性を保ち、層厚の局部的（レンズ層、層内褶曲等による膨縮）乃至地方的變化の著しからざる事、(2)その岩質が略均質なる事、及び (3) 褶曲後、傾軸乃至逆倒

せざる事を前提とする故に、一の褶曲が基本型に合致せざる場合には、その原因は上の條件の吟味と、地層短縮率の考査によつて之を求め得可く、これによつて其補正を行ひ得可きである。これ等に就ては更に後報する所がある。

本研究は筆者の本邦油田の構造分析的研究(服部報公會補助)及び油田褶曲の實驗的研究(帝國學士院補助)の豫備的前提に屬する。茲に之等の機關に對し、また後者に對し推薦の勞を辱ふしたる神津教授に對し 筆者の謝意を表する。

兵庫縣竹野礦山の地質礦床・特に

テルル含有礦物の産狀に就て

理 學 士 中 野 長 俊

緒 言

竹野礦山は兵庫縣城崎郡竹野村にあり。山陰線竹野驛より竹野川に沿ひて南進すれば約一里にして下塚村に達す。此所より更に竹野川の一小支流に沿ひて西に進むこと約十丁餘にして礦山事務所に到る。

本礦山は嘗ては金山として隆盛を極めしことありしも、其後一時衰退して休坑したりしが、近年や、復活して探掘を始め、殊に同礦山の一部なる須井礦床は、銀の品位高くして、金の小量を之に伴ひ、銀を主とせる金銀礦床として稼行せらる。竹野本坑は現在は第七坑以下は浸水のため廢坑し、それより上部の嘗て富礦體の存在せし部分の殘礦を採掘しつゝあり。

本礦床の一部に於てテルル含有礦物を産することは、昭和4~5年頃より¹⁾知られ、昭和9年渡邊教授は、その標本を木下龜城博士より得られ、これを

1) 渡邊萬次郎：本誌第12卷，132~138，昭和9年。

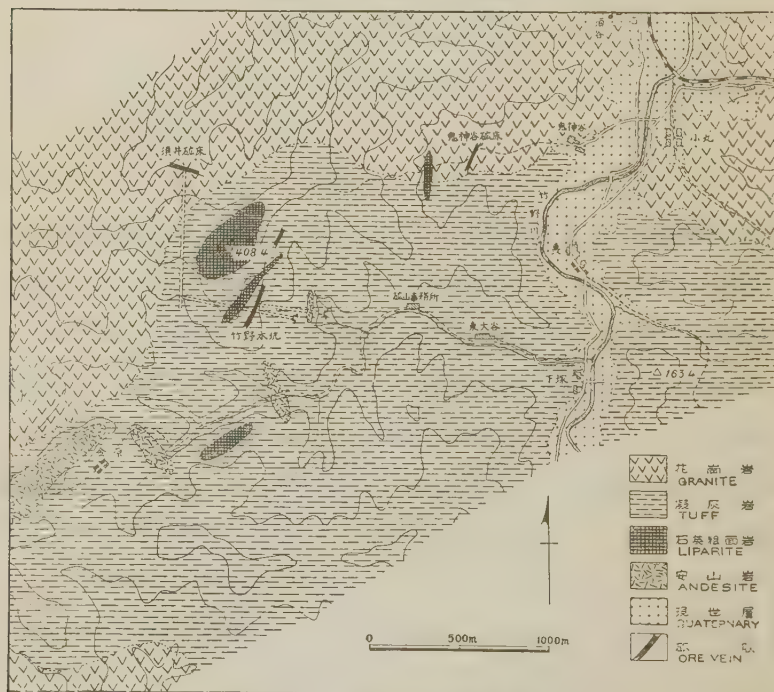
顯微鏡下に觀察せられ、その結果を本誌に公にせられたり。當時教授の得られたるものはテルル含有礦物の比較的少なき2個の小標本に過ぎず、依て教授は筆者を竹野礦山に派遣し、その地質礦床、特にテルル含有礦物の產狀を調査せしめられたり。

茲にその報告を公にするに當り、本研究の機會を與へられ、且つこれを指導せられたる渡邊教授に厚く感謝の意を表し、また本礦山調査に際して種々の便宜を賜りたる同礦山阿部末治、竹下麟太郎兩氏に深甚の謝辭を呈す。

地 質 概 況

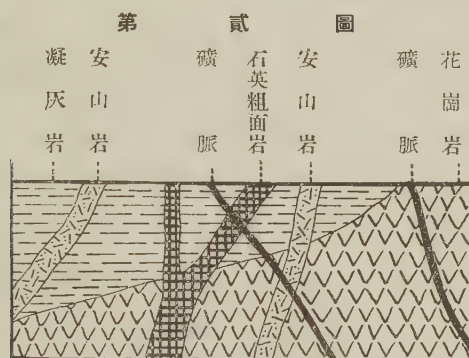
本地方を構成せる岩石は、花崗岩、凝灰岩、石英粗面岩、安山岩等を主と

第 壹 圖



竹野礦山附近地質圖

す。そのうち花崗岩は本地域よりその北部に亘りて廣く發達し、本地方の基盤をなし、凝灰岩層はその上を被ひ、更に石英粗面岩、安山岩等に貫ぬかる（第壹圖及第貳圖參照）。



竹野礦山附近地質柱狀斷面圖

花崗岩 本岩は比較粗粒にして、淡紅色正長石の大なる結晶を含み、他に多量の石英と少量の黒雲母及角閃石を認めらるゝも、これらの有色礦物は、礦床附近に於ては殆ど全く綠泥石の集合に變化し、結晶外形のみを留むるもの多し。この外斜長石の少量と燐灰石、楣石等の微量を随伴す。

凝灰岩 凝灰岩は花崗岩の上部を被覆し、やゝ綠色又は灰白色にして、多量の花崗岩の角礫を包藏せり。この花崗岩片は時には徑1尺以上のものもあれど、又小なるものは2分位のものもあり。この花崗岩片を顯微鏡下にて檢するに、その成分礦物は殆ど全く前記の花崗岩と同様にして、肉眼的にも多量の紅色正長石の存在を認められ、恐らくその凝灰岩の源をなせる火山活動が花崗岩地域内に於て起りたるため、その岩片を爆發飛散して火山灰と共に堆積したるものと考へらる。

石英粗面岩及安山岩 凝灰岩の形成に次で石英粗面岩及安山岩の噴出あり之等は何れもこの地域内に於ては露出小にして岩脈として凝灰岩を貫通せ

り。安山岩は金原村附近に於てや、堅緻なるものを認め得らるゝも、礦床附近に於ては著しく變質し、顯微鏡下に於ても主要成分礦物は殆ど分解して綠泥石の集合と斜長石の殘晶とを認めらる。石英粗面岩は竹野本坑並に鬼神谷に露出ありて、灰白色の緻密なるものにして長石の風化せるものを點々肉眼にても識別せらるれども、肉眼的には石英を認め難し、之を顯微鏡下に檢するに、融蝕せられたる多數の石英及長石を斑晶となし、石基は微細なる長石及石英より形成せられ、有色礦物は殆ど分解して識別する事を得ず、斑晶をなせる長石はその大部分は屈折率バルサムより遙かに低く、正長石に類するものの如し。其他僅少なれども斜長石の斑晶を認む。

礦 床 の 概 要

礦床 は主として凝灰岩及花崗岩中の裂隙を充填したる含金銀石英脈にして、竹野本坑、鬼神谷、須井等の各所に分る。そのうち竹野本坑に於ては礦脈は主として凝灰岩中に胚胎し、幅 50cm~6m に及ぶ不規則なるものにして、走向略は南北を示し、西に $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ の傾斜を示す。須井及鬼神谷の兩礦床は共に花崗岩中に形成せられたる同種の含金銀石英脈なれども、何れも石英粗面岩に近く、その迸入に引續きて上昇したる礦液によりて生じたるものと認めらる。

母岩 礦脈兩側の母岩は一般に少量の黃鐵礦によりて礦染せられ、且つ著しく珪化作用を被れり。特に礦脈に接したる部分は質頗る堅緻にして、顯微鏡下に檢すれば石英の微粒の集合と化し、更にその細脈によりて縦横に貫通せらる。これらの石英脈は常に氷長石を多量に伴ひ、渡邊教授¹⁾の嘗て記されたる竹野本坑のものに於ては、母岩たる凝灰岩の破片と認めらるゝ綠泥石及び石英の集合を、石英及び綠泥石の微層にて被ひ、更にそれらの

1) 渡邊萬次郎、前出。

間隙を氷長石の大なる結晶群を以て被覆充填せるが、須井礦床の場合に於ては、母岩は花崗岩にして、その破片は主として微粒の石英と氷長石との集合と化し、綠泥石に極めて乏しく、往々同心微層狀等、淮膠構造を示すことあり、特にそのうちの氷長石は常に一邊 0.03 mm 内外に過ぎざる無色透明の微晶にして、その特有なる菱形の断面と、石英に比して遙かに低き屈折率とによりて識別せられ、珪化母岩の内部に不規則に散在する外、その破片の表面を一樣に被ひ、更にそれらの間隙を粗粒の石英の集合にて充填し、時にはそれらを貫きて、方解石脈の存在するを認むる場合あり。かゝる場合に種々の金屬礦物は、常に母岩の變成物と認めらるゝ微粒狀集合中にのみ散在し、石英又は方解石の粗粒の集合中には存在せず。母岩中に於けるそれらの礦物の成生順序は次の如し。

- 1 母岩の珪化及び氷長石化（珪酸、礬土及加里の沈澱）に作なふ金屬礦物の沈澱
- 2 礦化母岩の碎裂
- 3 石英脈の發達（珪酸の沈澱）
- 4 方解石脈の發達（炭酸石灰の沈澱）

礦脈 は何れも主として石英及氷長石より成り、硫化金屬を作ふこと比較的少なく、黃鐵礦の他には微量の黃銅礦、閃亜鉛礦を認むるに過ぎず。この他竹野本坑の一部、須井坑の一部等に於て、少量の黃鐵礦と共に、テルル含有礦物を認む。

金は一般に石英中に自然金として含まれ、其他テルル礦物又は自然銀と共生するものありて、そのうちや、大なるものは顯微鏡下に於て容易に識別せらる（第參圖 A）。銀も又自然銀として石英中に見出され特に須井坑の礦石に於ては、銀は多量の微粒として石英中に散布し、顯微鏡下に於て容易に識別せらる。これに種々の試藥を作用せしめて檢するに、其の結果は

Farnham¹⁾ 氏の記載とよく一致し、若し之がテルル礦物と共生せる場合には兩者を區別すること甚だ困難にして、自然銀はやマクリーム色を帶ぶると

第 参 圖



約 200 倍

G 自然金 T テルル含有礦物
S 自然銀 Q 石英

雖も、その相違は極めて幽かなるため、兩礦物の接する場合に於てのみ辛ふじて區別せられ、若しこの場合之に鹽酸 (1:1) を作用せしむれば、自然銀が未だ何等の變化も起さざる間に、テルル礦物は次第に褐色に變じて兩者を容易に區別することを得べし (第參圖 B)。

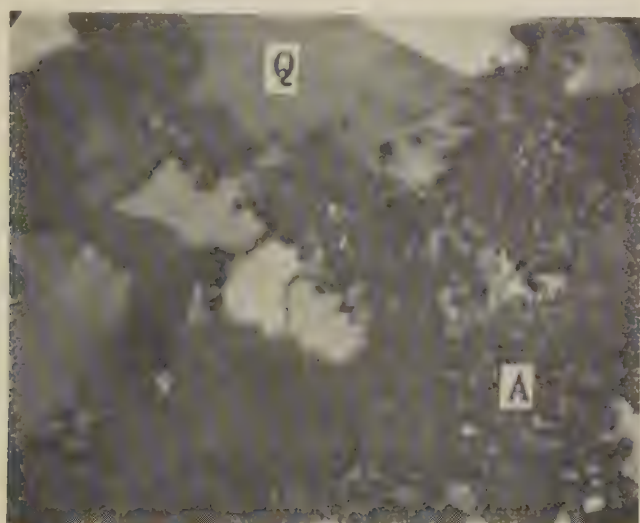
テ ル ル 礦 物 の 産 狀

テルル礦物は從來竹野本坑第六坑の一部に於てのみ現出するものと考えられしが、今回須井坑の礦石を檢鏡したる際、微量ながらも、之に良く類似したる礦物の存在することを知れり。竹野本坑に於ては第六坑立入と礦脈との交錯點附近數米の範圍に限らるゝものの如く、礦脈はこの部分に於てそ

1) Farnham, C. M : Determ. opaq. Min. 1931.

の兩側の珪化母岩の内部に分岐して膨入し、その幅 10m に達す。母岩は凝灰岩なれども、その附近を石英粗面岩岩脈に貫かれ、これに接近せる部分にて、石英の量を増加せしもの如しなり、此部分の上下母岩は矽脈との境界明瞭を缺き、母岩の内部に石英及砂水長石の結晶を多数含ふると共に、矽脈中には母岩の小塊を挿入して、その周圍に常成の石英及水長石を沈澱せること、渡邊教授の先に記るされたるが如し。テルル礦物の集中するは、母

第 四 圖



薄片、約 60 倍、

Q 石英 A 水長石及び石英の微結晶集合

A 中の多數の黒點は自然銀及びテルル含有礦物なり。

岩の破片の周縁部、或は脈壁に接せる部分に多く、肉眼的にも黑色を呈するを以て、之を識別すること容易なり。

須井坑第三坑の礦石は主として銀礦石として知られ、その品位も千分の五に達したるものあり、余の少量を伴なへり。礦石の外観は灰白色緻密にして、一見すれば珪化凝灰岩又は石英粗面岩質の岩石の如き觀を呈すれ

ども、その中には屢々白色又は淡褐色の部分ありて、顯微鏡下にては石英氷長石及び方解石等の集合より成れり。金屬礦物は極めて乏しく、肉眼にては殆ど認め得ざれ共、之を反射顯微鏡下に檢すれば、前記三礦物の外、微量の黃鐵礦及び黃銅礦と共に自然銀及びテルル含有礦物を作なへり(第四圖)即ち礦物成分の種類は前記竹野本坑のものと全く同一なれども、テルル礦物は前記の場合に於けると異なり、母岩に接したる一部に黑色斑點を作りて集中することなく、礦脈の脈壁に接して現出せる氷長石及び石英の微粒質集合中に、自然銀と共に散點するものにして、其量も極めて少く、且つ微粒なれば、肉眼にはその存在をすら認め難きも、そのうちの比較的大なるものが自然銀と共生する場合あり。第參圖 B は之を示したるものにして、鹽酸を作用せしめて兩礦物の境界を明示したるものなり。

竹野第六坑に現出するテルル含有礦物は、その性質嚮に渡邊教授によりて altaite (PbTe) として報ぜられしが、須井坑に於けるものも其性質之と甚だ良く類似し、恐らく同種類のテルル含有礦物と考へ得れども、このものは常に極めて微細にして、其量も僅少にして之を取出してテルルの反應を檢すること容易ならず、ただ試薬に對する反應其他顯微鏡下の諸性質によりて、之をテルル鉛礦 (altaite) と同定せらるゝに過ぎず。

本研究に要せる費用の一部は之を日本學術振興會の補助に仰げり、ここに之を深謝す(渡邊)

尾平礦山産鐵錳重石

理學士 渡邊新六

緒 言

筆者は本年一月上旬、大分縣大野郡尾平礦山三菱礦業所を訪ふた際、同所

の探礦課長前田工學士から鐵錳重石(Wolframite, $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$)らしい結晶四個を贈られた。教室に歸つてから、簡単に結晶の測角だけを行ひ、之を從來の結果に比較して見たので、その概略をこゝに報告する。

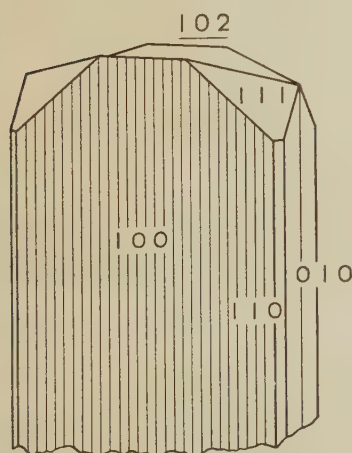
茲に筆者は終始御懇切に御指導を賜つた神津先生に厚く感謝すると共に貴重な標本を贈與せられ、且つこの礦物についての定性分析の結果を快く提示せられた前田工學士に對しても亦深く謝意を表したい。

産 狀、物 理 性 及 び 化 學 性

産 狀 この礦物は三菱礦業株式會社尾平礦山の本銳、地表下 200m の場所で採取したもので、石英及び電氣石を主なる脈石とする錫石鑛脈中のガマの中に産出したとの事である。

物理性及び化學性 結晶は何れも灰白色の厚さ 0.1~0.2 mm 程の皮膜で一面に固く覆はれてゐる。此の皮膜は熱い鹽酸の中で發泡して溶け、結晶

第 壹 圖



面上の不純物は全く除き去られ、器底に少量の白色の不溶性の粉末が残る。

結晶は幅 3~5mm、長さ 6~7 mm、厚さ 1~2 mm 程のもので、皆第壹圖に示す様な雙晶をなしてゐる。これは鐵錳重石について從來報告されてゐる c 軸を雙晶軸とし、(100) を接合面とする雙晶である。これは又(100)を雙晶面とする reflection twin としても記載され得る。

劈開は (010) に平行なものが相當に明瞭で、斷口は不平坦、脆くて、硬度は、燐灰石と正長石の間にある。稍褐色を帯びた黒色を呈し、不透明で、金屬光澤を示し、條痕は褐黑色である。

前田工學士によれば、定性分析で、W, Fe, Mn を検出し得たとのことである。

以上の諸性質と次に記した第壹表の測角結果等とから見れば、この礦物

第 壹 表

結晶面	渡		邊		V. Goldschmidt		備考
	φ	ρ	φ	ρ			
010	0°	0'	90°	3'	0°	0'	反射像最も明瞭
110	50	5	89	58	50	27	90 0
210	67	6	89	59	67	34	90 0
310	74	16	90	4	74	37	90 0
310	105	5	90	0	105	23	90 0
210	112	45	89	59	112	26	90 0
110	129	24	89	59	129	33	90 0
010	179	51	89	55	180	0	90 0
111	49	45	53	41	50	40	53 49
111	129	29	53	42	129	33	53 49
102	27	0	- 90	0	27	19
110	- 50	21	90	11	- 50	27	90 0
210	- 67	55	90	6	- 67	34	90 0
310	- 74	49	90	5	- 74	37	90 0
310	-106	7	90	4	-105	23	90 0
210	-112	50	90	4	-112	26	90 0
110	-130	4	89	56	-129	33	90 0
111	- 50	34	53	47	50	40	53 49
111	-130	31	53	50	-129	33	53 49
111	50	14	53	34	(111) の座標に甚だ近し
102	90	0	28	03	(102) の座標に甚だ近し

は鐵錳重石と考へて差支へないものと思はれる。

結 晶 形

測角 第壹圖の様な雙晶を複圓測角器で測角した結果を第壹表として示した。

(100) 面は平滑で最もよく輝いてゐる。圖に(100)として記入した面は條線が甚だ多く、表に示したやうに $\varphi = 67^{\circ}34'$ から $\rho = 112^{\circ}20'$ に及ぶ長い連續反射が見られた。その中の特に光輝の強い反射像の位置だけを測角表示したが、それ等は(210), (310)等の面の位置に相當し、(100)面の位置には特に苦しい反射像は認められず、一樣なさ程光輝の強くない反射像が連續するだけである。

即ち、此の結晶では圖に(100)と記入した面は面全體としては、略(100)面の方向を保持してゐるが、實質的には(210)及び(310)、又時には(110)等の狭い面の繰返しから成り立つてゐるもので、上記の連續反射にも、これ等の狭長な面による廻折像に由來するものが相當あるもの、やうである。

(110)は狭い面であるが平滑で、正しい反射像を示す。圖ではこの面の幅を少しく誇張してある。

(111)面は表面が稍粗雜で、その反射像も淡く、且つ不明瞭ではあるが、兎に角一應の測角には堪え得る程度のものであつた。

(102)面は甚だ粗鬆な表面を示し、その反射像も認め得られなかつたので、接觸測角器を以てその概略を測定し得たのみであつた。

結晶方位 以上のやうに、(111)及び(102)の面の位置を正しく定めることが出来なかつたので、茲に此のものの結晶方位を決定するについて、次のやうな疑問が起る。

錳鐵重石は V. Goldschmidt¹⁾によれば

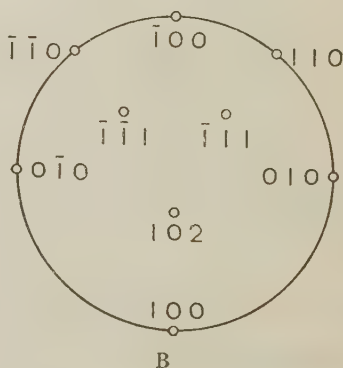
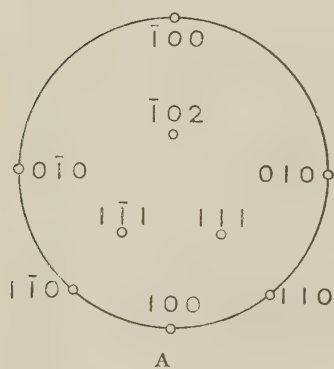
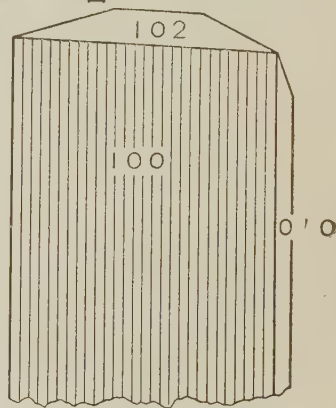
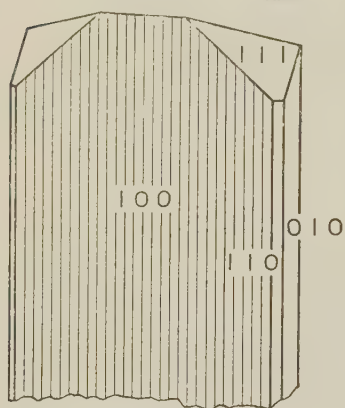
1) Zeits. Krist. 54. p. 480, 1915.

$$a : b : c = 0.8255 : 1 : 0.8664$$

$$\beta = 90^\circ \quad 28'$$

の單斜晶系の結晶であり、 w (111) 面と o ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) 面及び y (102) 面と t (102) 面との座標 (q, ρ) の値の夫々相酷似してをることは、第壹表に示したやうである。

第 貳 圖



即ち、此の結晶の結晶方位、又從つてその面指數を第貳圖 A のやうに定むべきか或は B のやうに定むべきかと云ふ問題が起る。

筆者の測定値では、第貳圖 A の様に定める方が V. Goldschmidt の値に近似するので、一應この方位のものと定めて置き、その確定は將來の研究に待ち度い。第壹圖も亦この方位に従つて畫いたものである。

此の疑問は畢竟 $\beta = 90^\circ - 28'$ の單斜晶系と云ふ甚だ斜方晶系のものに近い結晶恒数のものであることに元づくのであるから、この結晶が果して單斜晶系のものか否かが又問題となる。

天然の平滑な (010) 面及び (010) に平行な研磨面を反射顯微鏡、直交ニコル下で觀察したのに、明に斜消光を示し、(100) に平行な研磨面では直消光を示した。故にこのものの單斜晶系のものであることに疑問はないやうである。

當教室に於て神津教授及び高根助教授は本邦產有用礦物の X 線研究を行はれて居るが、鐵錳重石に就いても既に着手せられて居つて、本礦物の粉末 X 線寫眞を茨城縣高取產及び其他外國產の鐵錳重石の寫眞と比較されて全く同じてあることを教示された。これで本礦物が鐵錳重石であることは殆んど疑ひを存しないと思ふ。

十和田湖畔產流紋岩質凝灰岩中の兩錐石英

理學博士 神 津 俣 祐

理學士 河 野 義 禮

理學士 大 森 啓 一

曩きに余等は仙臺市外郷六に產する流紋岩質凝灰岩中の兩錐石英に就いて、包裹物の性質及びこれを藏する空晶の形態及び空晶の周圍に發達するドーフェイス¹⁾雙晶の状態を研究し、更に本石英が流紋岩質岩漿より品出する

1) 神津, 高根及び待場, 岩礦, 17 卷, 5 號, 221~229.

1)¹⁾ 時の温度にも論及した。然し郷六以外の地に産する流紋岩質岩石中の斑状石英も亦同様の現象を呈するや否やは吾人の知らんと欲する所である。幸にして筆者の一人(Y. K.)が昨夏十和田火山の調査に際し、其基盤岩層中に兩錐石英を見出したので、筆者の他の二人は郷六産石英に對して行つたのと同様の蝕像實驗を施し兩者の比較を試みたのである。先づ本石英の産出状態を略記しよう。

兩 錐 石 英 の 産 出 状 態

十和田カルデラ式火口壁の南側は、カルデラの生成後その南寄りに噴出した中央火口丘と相接してゐる。この接合部の東に略南北に流る、空澤(カラサリ)と稱する約三軒の谷がある。この谷の中流に約1軒の長さに亘り後に述べやうとする兩錐石英を含む流紋岩質凝灰岩が露出してゐる。

十和田火山は諸種の火山岩屑の厚き累層よりなる成層火山であるが、累層をなす岩屑の中で石英の結晶を含有するものは極めて少く、本露出の外僅かに休屋南方カルデラ壁基底部の石英安山岩質凝灰岩中に見ることが出来るに過ぎない。本凝灰岩と休屋南方の凝灰岩とは地質的には一見一續きの如く考へらるゝが、岩石學的には兩者は稍々異なり同一のものではない。従つて本凝灰岩は十和田火山中この空澤附近の基底部にのみ小範圍に發達せるものと考へねばならない。この外兩錐石英はカルデラ壁東南部の一夜島附近の綠色凝灰岩中にも認めらるゝが、この綠色凝灰岩は附近に廣く發達する第三紀層に屬するものであつて、現十和田火山の噴出物ではない。

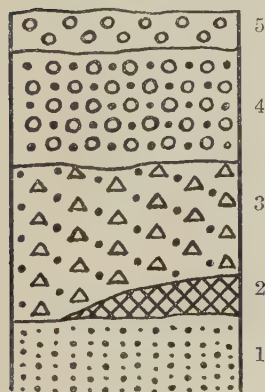
斜長石流紋岩質凝灰岩 上記の空澤附近に於けるカルデラ壁の模式柱狀断面圖を作つて見ると第壹圖の如くで、本凝灰岩はカルデラ壁の基底部を構成し、浸蝕の進んだ空澤に於てのみ觀察し得られ、その上部は安山岩質熔岩で直接に被覆せらるゝ部分と、所により集塊岩に被覆せらるゝ部分とが

1) 神津, 高根及び待場; 岩礦, 18 卷, 3 號, 130~133.

ある。

本凝灰岩は層理は不明瞭であるが肉眼的には黄味を帯びたる淡灰色を呈し、浮石質物質中に石英、長石及び小粒の有色礦物を見るも結晶中最も多量なるは石英である。この中に屢々安山岩質捕獲岩を見る。石英の多くは爆發の際破壊せられた小破片であるが、時には長さ 1cm にも達する美麗な兩

第 壹 圖



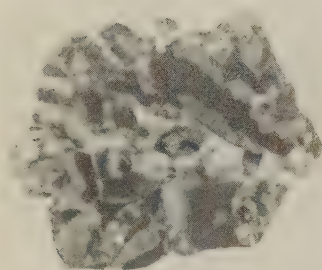
- 1 斜長石流紋岩質凝灰岩
- 2 安山岩質熔岩
- 3 安山岩質塊隕岩
- 4 第一期浮石層
- 5 第二期浮石層

錐の完全な良晶が表面に露れてゐる事があ
る。特に本岩の崩壊せる場所に於てはその
表面が雨水のため粗鬆となり、この兩錐石
英を比較的容易に採集する事が出来た。本
兩錐石英はその大きに於て略仙臺市外郷六
産のものに比較されるが、肉眼的には龜裂
少く、實質は透明であるが暗褐色の包裹物
を多量に含有する等の點で異なつてゐる。

本凝灰岩を檢鏡して見ると石英、斜長石、
角閃石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鐵礦等の結
晶破片及び捕獲岩なる安山岩質石基様物質
の間を多量の多孔質網狀の無色玻璃及び針
狀無色玻璃の細片で充填してゐる。これ等

石英の結晶完全のものは兩錐を呈する。包裹物は主として褐色玻璃で六方
形の空品を充して居る。斜長石は最大 2.5 mm に達するが多くの破片であ
つて、累帶構造の發達が特に著しく、石英同様輝石及び玻璃の包裹物を含有
する。角閃石は大きいさ 0.8mm に達し、軸色は X=黄綠色、Y=綠褐色、Z=
綠色である。最大消光角 $Z \wedge c$ は約 20° である。十和田火山の中で角閃石
を含有せる岩石は他にない。紫蘇輝石は大きいさ 0.8mm に達し、軸色は X=
淡櫻色、Y=淡綠黃色、Z=淡綠色を呈する。普通輝石は大きいさ 0.5mm に達

第 貳 圖

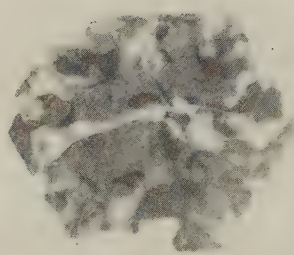


(1)



(2)

A 底面の HF の蝕像を反射光線にて撮影(1), これにつき
ドーFINE雙品の境界を劃す(2)。 ×5



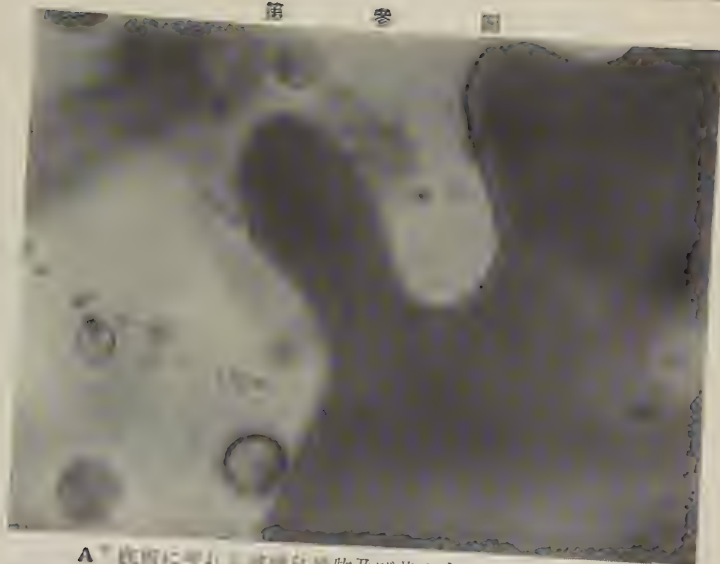
(1)



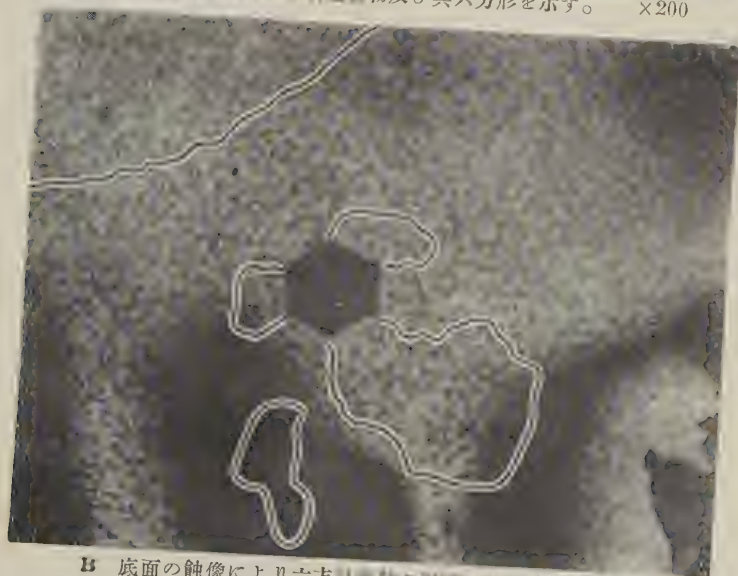
(2)

B 第二結晶に就き A 同様の操作を施せるもの。 ×5

第 二 章



A 底面に現れた結晶性物質及び其六方形を示す。 $\times 200$



B 底面の蝕像により六方晶系の物質の二次元的な
雙晶の三方系的發達を示す。

第 四 圖



A 底面に於ける三方系的ドーフレイネ雙品の發達及び雙品境界と龜裂との關係を示す。 ×200



B 底面と少々傾ける面の蝕像。

×60

し、最大消光角 $Z\wedge c$ は約 40° である。磁鐵礦は微粒で且つ少量存在する。

安山岩質石基様物質は短冊狀長石、輝石及び磁鐵礦の微粒等を含むし、茶褐色を呈する安山岩質の石基様物質である。おそらく火口管壁の碎片であらう。

石英中の包裹物と空晶

本石英中の包裹物は薄片にて褐色を呈する火山玻璃であることは郷六の場合と同様である。又これを藏する空晶は底面に平行の斷面に於ては正六角形で、これ又郷六石英の場合と同様なることは後に掲ぐる第參圖及び第四圖を見れば明かである。

ドーファイネ雙晶の發達狀態

本結晶の二個に對し底面を HF 水溶液を以て腐蝕し其全貌を反射光線で撮影したものは、第貳圖 A 及び B に見る様に、ドーファイネ雙晶の結晶全體に發達する狀態を知ることが出来る。其有様は郷六産石英の第貳様式(第拾貳圖 4 及び 6)¹⁾ 即ち火山岩的に急冷ではあるが母岩中にて冷却したもので、結晶火山彈の如く空氣中に拋出されて急激に冷却した第壹様式のものではない。

空晶の周圍に發達するドーファイネ雙晶を見るに(第參及び四圖)、其有様は全く郷六の場合と同様で正六角形の周圍に三方形に發達してゐる(第參圖 B 及び第四圖 A)。この現象は空晶の六方形は SiO_2 の六方系 (D_6) 排列の場合に出来、ドーファイネ雙晶は SiO_2 の三方系 (D_3) に變化する際に生じたとの余等前説明を證するに外ならないのである。

第四圖 A の左下に龜裂があるがこれを境として兩側は同じ性質の雙晶である。換言すれば龜裂は雙晶の發達に何等の關係を示して居らぬと言ふことが出来る。若しこの龜裂が雙晶の生成前に存在して居つたならば雙晶の

1) 神津、高根及び待場；岩礦、18卷、3 號、128 頁。

發達に何等かの影響を示すべきだと思はれる。之だけでは餘り深入りした議論は出来ないが、郷六の場合にも龜裂の生成が雙晶の生成の直後に生じた考へしむる關係があつたので、同じ傾向を示す現象と考へたいのである。

研究短報文

石英斑岩中の斑狀石英と流紋岩中の 同石英との比較

理學博士 神 津 俣 祐

理學士 竹 内 常 彦

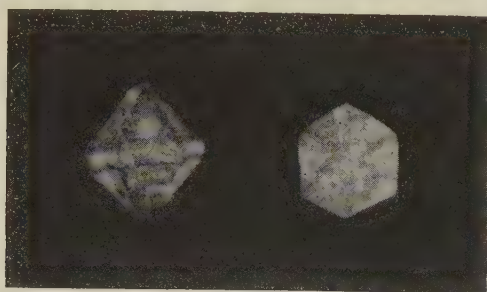
前報告¹⁾に於て余等は山口縣美禰郡長登附近に露出する石英斑岩中の兩錐石英の蝕像を研究し、仙臺市外郷六産流紋岩斑晶の兩錐石英の蝕像と相異する點を指摘し、この相異點はこれ等石英の晶出せる時の溫度及び冷却様式の差異に歸因するもので、これ等の關係は實驗上の結果から證明することが出来ることを述べ、この實驗上の操作が兩岩石に對する推考上の成因的條件と調和するものなることをも記した。

猶其の後余等の考察によれば、一層明らかに兩者の異なる二つの點を指摘したいのである。第一はその結晶癖で、第二は包裹物である。

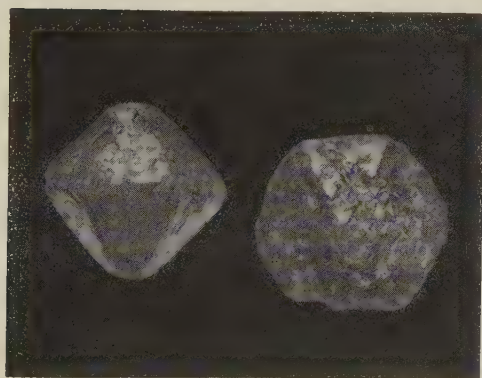
兩者共に其の結晶癖は一見した所兩錐六方形ではあるが、能く吟味すると石英斑岩中に産する石英には極めて狹小ではあるが必ず柱面が發達し、流紋岩の石英には全くこれを缺くのである。これ等結晶面發達の狀態は第壹圖 A 及び B に見る様である。この差異は何んでもない様ではあるが石英

1) 神津及び竹内；岩礦，18 卷，6 號，283～287，昭 12.

第 壹 圖



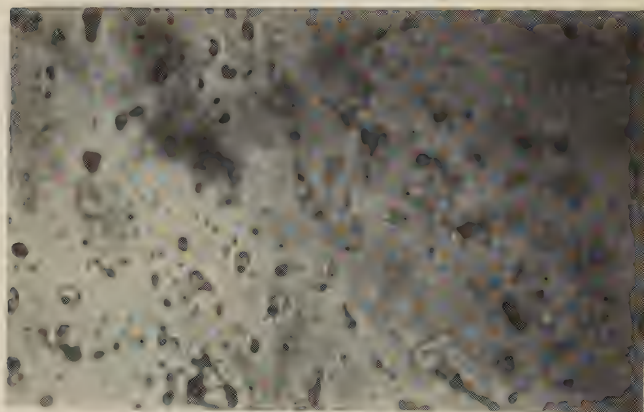
A 長登産石英斑岩中の石英斑晶,
狭長な柱面發達す。 ×2



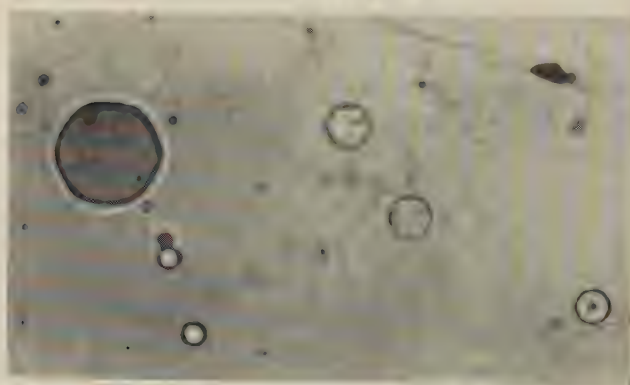
B 郷六産流紋岩凝灰岩中の石英斑晶,
柱面は全く發達せず, 結晶面の融蝕
前者に比して甚だし。 ×2

の成因上の著しき差異を示唆するものと思はれる。吾人の岩石學上の知識では、流紋岩或は石英安山岩の斑晶石英は必ず柱面を缺くと信ぜられて居る。換言すれば火山岩に於ける場合の如く高温で (573°C 以上) 晶出した石英は柱面を全く缺く眞の兩錐六方形である。人工石英も 573°C 以上に

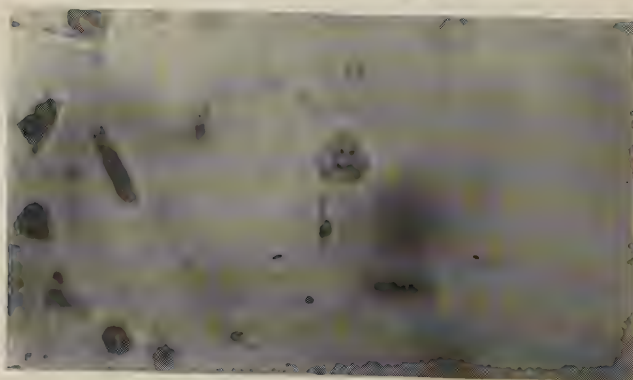
第 貳 圖



A 長登産石英斑岩中の圓形石英の包裏物。×500



B 郷六産流紋岩中の斑状石英の包裏物。×225



C 岩木産煙水晶中の三方系包裏物。×290

て形成されたものは兩錐であることは N. L. Bowen¹⁾ の明記せる所である。然らば逆に 573°C 以上で晶出した石英には柱面は狭小なりとも全然發達し得ないものであるかに就ては未だ明確なる論議を聞かないのである。但し 573°C より相當高き温度にて晶出した石英即ち火山岩中の斑晶石英にはこれを缺くと斷言してよい様である。故に問題として残るのは 573°C よりは高温であつてもこれに近い例へば 600°C 附近で晶出した石英にも必ず柱面を缺くや否やである。この問題に就ては何れ實驗を行はうと思ふ。

第二は包裹物の問題である。一般に包裹物は其の母體たる礦物の晶出當時の歴史を探求するに役立つ大切なものである。岩石學者が火山岩に屬する石英を深成岩石英より區別するに其の包裹物に依ることは周知の所である。即ち包裹物として玻璃を有すれば、火山岩石英であると判するのである。これは火山岩中の斑晶石英は揮發分の發散し易き状態にある熔體の中で相當早き速度で晶出したものと考へ得るからであらう。猶今一つ此の場合に注意すべき大切な事はこの玻璃を包裹する空洞は必ず兩錐六方系に屬し、三方系に屬するものでないことである。このことは余等の郷六產石英²⁾及び十和田產石英³⁾の場合に充分讀者の注意を惹いて置いたことである。換言すればこの空洞が六方系に屬するものであること、又冷却によつて其の周圍に發達するドーフェイス雙晶が三方系的に排列して居ると云ふことは、この石英が 573°C 以上の高温で形成された後冷却によつて雙晶を生じたと言ふ充分な證據とすることが出来る。

然るに石英斑岩中の斑狀石英の包裹物は、前者とは全く其の趣きを異にし、其の空洞は不規則なる形で(第貳圖 A)、勿論六角兩錐(第貳圖 B)は呈

1) N. L. Bowen ; The Igneous Rocks in the Light of High-temperature Research, Scientific Monthly. 40, 847, 1935.

2) 神津, 高根及び待場; 岩礦, 17 卷, 5 號, 219~238, 昭 12.

3) 神津, 河野及び大森; 岩礦, 19 卷, 2 號, 29~36, 昭 13.

しない、又苗木産煙水晶に於ける如く三方晶系（第貳圖 C）も呈しない、其の中には氣泡を含んで、玻璃は決して存在しない。又これ等の包裹物の分布は何等一定の規則に従はない。ドーフィネ雙晶の發達は包裹物と何等關係を認むることが出来ないから、郷六石英の場合とは著しく相異して居る。要するにこの場合の包裹物は 573°C の變移に於て結晶體內に生ずる歪力と何等關係を呈さない状態にある。其原因は包裹物が $0.001\text{mm} \sim 0.05\text{mm}$ の如き微小で且つ其の内容物が氣體か或は液體で固體の玻璃に比して變形容易である爲か、或は 573°C 以下で結晶し常溫迄の冷却に變移點を經過しなかつたことに因るのかこれ等の關係は未だ審かにすることが出来ない。

要するに石英斑岩中の斑晶石英と流紋岩中の斑晶石英とは其の結晶形、包裹物、包裹物空洞の形等に於て判然たる差異がある。この差異は岩石學的にも礦物學的にも重要な意味を持つものである。

茲に大切ではあるが未だ決定し得ぬ問題がある、それは斑岩中の斑晶石英が 573°C 以上で結晶したか或は以下で結晶したかである。石英結晶冷却に際し 573°C を境として結晶格子の變移の爲め生ずる歪力の影響を受けて生ずると觀るべきドーフィネ雙晶が、上記の如く包裹物と何等關係を示さざる所を見ると本結晶の晶出は 573°C 以下であるとの推論も行ひ得られる。然し花崗岩漿の比較的急冷の部分或は場合に生ずる斑岩の最初の晶出結晶である石英が、 573°C 以下で始めて晶出を始めるのであると斷定することは、今の所吾々の過去の岩石學上の知識が躊躇せしめる。それであるからこの決定には猶これを助くる他の證據を得た後にしたいのである。

猶 magmatic corrosion も兩種石英の間に著しき差異があつて、郷六産のものが斑岩中のものに比して著しい。これは前者が一層高温で晶出したことが主要なる原因と思はれるが、これ等の問題に就ては今後産地の異なる澤山の資料を集めて後研究を進めて見たいと思ふ。

抄 錄

礦物學及結晶學

5271. Bornite の結晶構造 Lundqvist, D., Westgren, A.

Bornite の化學或は Cu_5FeS_4 にして、その單位格子中に $8\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ を含み、空間群は O_h^7 なることを確め得たり。S 原子は全部等價にして立方面心格子型に配列し、8 Fe 原子は二つの八等價點位置の一つに配列せり。若し Cu 原子の凡てが許されたる點位置の凡てを占むるものとすれば實驗濃度と計算濃度との一致不充分なり。故に 40Cu の中 24Cu は定位置を占め、他の 16 原子は他の 16 等價點の二組の内に不規則に配列するものと考へざるを得ず (Arkiv. Kem. Min. och Geologi, Stockholm, 12 B, No. 23 [6pp.] 1937, Sci. Abst. 40, 687, 1937) [高根]

5272. Valentinite の結晶構造 Baerger, M. J. Hendricks, S. B.

Sb_2O_3 の高温型斜方 Sb_2O_3 の天然結晶及び人工結晶を Weissenberg 法によりて研究せる單位格子 $a_0 = 4.92 \text{ \AA}$, $b_1 = 12.46 \text{ \AA}$, $c_1 = 5.42 \text{ \AA}$ にして、空間群は D_{2h}^{10} なり。單位格子中には $4\text{Sb}_2\text{O}_3$ を含み、その 8Sb 及び 8O_{II} は 8 等價點位置に 4O_I は 4 等價點位置を占め座標値は別表の如し。

本構造の特徴は Sb_2O_3 が連続して鎖を形成して無限に延びることにして Sb-O 距離はその鎖の中にては 2.00 \AA にて

	x	y	z	u
8Sb in 8c	0.044	0.128	0.179	—
8O_I in 4c	—	—	—	0.029
8O_{II} in 8c	0.147	0.058	-0.139	—

SbO が相隣價電子によりて結合せり。その鎖を對稱中心にて一の鎖の Sb が他の鎖の O と對して結合し 0-0 距離が 2.54 \AA なる如く結合せり。(Z. Krist., 98, 1-30, 1937) [高根]

5273. Na_3PO_4 及び Na_3VO_4 の多水化物の二三につきて Clark, G. L., Gross, S. T.

Na_3PO_4 の 12 以上の H_2O を含めるものの存在することの證明を與へ Na_3PO_4 及び NaVO_4 に $12\text{H}_2\text{O}$ の含めるものの單位格子を決定しその空間群は共に D_{3d}^4 なることを知れり。 $\text{Na}_3\text{PO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ の單位格子は $a_0 = 12.02 \text{ \AA}$, $c_0 = 12.66 \text{ \AA}$ にして、 Na_3PO_4 の 12 分子を含めり。比重の計算値は 1.589 なり。 $\text{Na}_3\text{VO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ にては $a_0 = 12.16 \text{ \AA}$, $c_0 = 12.79 \text{ \AA}$ にして、この場合にも 12 分子を含むとすればその比重の計算値は 1.62 となり。 $2\text{Na}_3\text{VO}_4 \cdot \text{NaF} \cdot 19\text{H}_2\text{O}$ につきて測定せるものは $a = 28.27 \text{ \AA}$ にして等軸晶系に屬し、八面體の晶癖を示し、その空間群は恐らく O_h^8 なるべし。(Z. Krist., 98, 107-111, 1937) [高根]

5274. Mg 結晶の熱膨脹係数の X 線による測定 Hanawalt, J. D., Frevel, L. K.

X 線の反射廻析を利用して聚合結晶體の熱膨脹係数を測定することは甚だ便利にして、之等の結果を單一結晶を使用し

てなした實驗値と比較するにさしたる遜色なし。その装置の圖解をかゝげて説明しその方法にて撮影する寫眞の一部を掲げたり。第一表には Goens 及 Schmid が第一結晶につきて行へるものを、第II—第IV 表には著者の Mg 結晶につきて行へる實驗結果を示せり。之等の結果を比較して別表に示す。

	Goens Schmidr	Shinoda	筆者
$10^6 \alpha_a$	26.1	23.5	27.0
$10^6 \alpha_c$	27.5	23.8	29.0
α_c/α_a	0.95	0.99	0.93
$10^5 \alpha_v$	8.0	7.1	8.3

即ちX線的に求めたる Mg 結晶の線熱膨脹係数は $50^\circ \sim 250^\circ \text{C}$ の間にてはc軸に垂直の方向にては $(27.7 \pm 1.4) \times 10^6$ にしてc軸に沿ふ方向にては $(29.3 \pm 1.0) \times 10^{-6}$ なり。(Z. Krist., 93, 84~88, 1937) [高根]

5275. 普通水及び重水を結晶水とする明礬の格子恒数 Saur, E.

LiH と LiD 或は $\text{KCr}(\text{SeO}_4)_2 + 12\text{H}_2\text{O}$ と $\text{KCr}(\text{SeO}_4)_2 + 12\text{D}_2\text{O}$ に於ける格子恒数の差異あることを報じたるものありたるを以つて筆者が實驗せるものにセレン化物に於ては差異を認め得ざりき。更に $\text{UO}_2(\text{NO}_3)_2 + 6\text{H}_2\text{O}$ と $\text{UO}_2(\text{NO}_3)_2 + 6\text{D}_2\text{O}$ も差異を認むること能はざりき。更に測定の精度を高むる爲め粉末寫眞の反射線の $70^\circ \sim 85^\circ$ の線を測定して實驗を行へるに別表の如き結果を得たり。

即ちこれらの明礬に普通水を結晶水と

物 質	θ	$-\frac{4d}{d}$ 値 ($40=1/4^\circ 84$ 度に対して)
$\text{KCr}(\text{SO}_4)_2 + 12\text{H}_2\text{O}$	$80^\circ 41'$	$0.34 \cdot 10^{-3}$
$\text{KCr}(\text{SO}_4)_2 + 12\text{D}_2\text{O}$		
$\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 + 12\text{H}_2\text{O}$	$84^\circ 3'$	$0.22 \cdot 10^{-3}$
$\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 + 12\text{D}_2\text{O}$	$81^\circ 46'$	$0.30 \cdot 10^{-3}$

する時と重水を結晶水とする時との格子恒数の差異は認むるを得ず。されど H_2O 及び D_2O 分子と金屬原子との距離が等しとは斷ずるを得ず、これらの問題は更に H_2O 及び D_2O の明礬中に於ける parameter を決定して然る後論すべきものなり (Z. Krist. 67, 523~525, 1937) [高根]

5276. 磁硫鐵礦と他の硫化金屬との間の熱的實驗 本欄 5238 参照。

5277. 東洋産含稀元素鑛石の化學的研究 (其二十六) 福岡縣安眞木村産閃ウラン鑛, モナズ石及びツコ石に就て 木村健二郎 飯盛武夫。

安眞木村小峠産閃ウラン鑛の比重は 25°_4 9.80 にして、その化學成分は次の如し、即ち U_3O_8 , 89.34; ThO_2 1.89; Σ 稀土 3.12; Fe_2O_3 (+ Al_2O_3 等) 0.25; PbO 1.12; 不溶殘滓 4.10 なり。又同地にツコ石に類する礦物の產出を確定せり。小峠産モナズ石の比重は 30°_4 5.0475 にして、その化學成分は MgO 0.00; CaO 0.00; BeO 1.44; Al_2O_3 0.00; Fe_2O_3 1.52; Ce_2O_3 22.03; Σ 稀土 38.57; ThO_2 5.53; ZrO_2 0.00; TiO_2 0.00; SiO_2 3.07; P_2O_5 26.41; VO_3 0.44; 灼熱減量 1.38 なり。こ

れモナズ石の成分としては異常なるベリリウム存在せり。又同村眞崎の閃ウラン礦の化學成分は次の如し。 U_2O_3 89.34; ThO_2 2.07; Σ 稀土 6.44; Fe_2O_3 等 0.0; PbO + 不溶殘滓 1.79 にして、この成分は試料によりて多少の差異を示せり。(日化, 58, 1135~1143, 昭 12)〔待場〕

5278. 東洋産含稀元素鑛石の化學研究の(其二十七)山口縣柳井町産磷灰ウラン石に就いて 木村健二郎, 飯盛武夫。

同町石井産磷灰ウラン石は小なる薄片狀をなし、同地のペグマタイトを形成する黒雲母, 正長石或は石英に附著して産出す。帶綠黃色或は黃色にして放射能強し。純粹なる試料は多量を得難きが故に長石に附着せるもの約 40mg を剝離して微量分析を行ひたるに、その結果は、 VO_3 51.4; CaO 5.3; P_2O_5 12.9; H_2O (-) 12.6; H_2O (+) 6.4; MgO 0.0; MnO 0.0; Σ 稀土 0.0; ThO_2 0.0; Al_2O_3 5.9; Fe_2O_3 1.0; SiO_2 4.5 にしてその化學組成は $\text{Ca}_0.2\text{VO}_3 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ に相當するを見たり(日化, 53, 1144~1145, 昭 12)〔待場〕

5279. 島根縣八束郡干酌村北浦産マンガソ方解石に就て 山口鎌次

本地方の第三紀層を貫ける輝綠玢岩中の空隙には含苦鐵マンガソ方解石が暗黒色の塊狀をなして産出せるものあり。著者は之礦物の物理性、化學性を檢せるに、劈開の方向は稍々彎曲し、劈開面の表面は僅かに傾きを異にせる面の集合よりなり、比重は 22°C に於いて $\text{Sp. Gr.} = 2.79$ にして、化學的には少くとも鐵とマンガソを含む方解石なる事を知れり。屈折率

はクライン氏結晶屈折計にて測定せる値は 22°C にて $\omega_D = 1.6715$, $\epsilon_D = 1.4976$ にして食鹽の黃色光を用ひて浸液法によりて測定せし値は 22°C にて $\omega_D = 1.672$, $\epsilon_D = 1.573$ なり。化學分析の結果は CaO 50.38; CO_2 43.65; MnO 4.21; FeO 1.08; MgO 0.74; ZnO trace; H_2O (-) 0.13; insoluble 0.08; Total 100.27% にして、こより各炭酸鹽類の重量百分率を求むれば $\text{CaCO}_3 = 89.91\%$; $\text{MnCO}_3 = 6.80\%$; $\text{FeCO}_3 = 1.74\%$; $\text{MgCO}_3 = 1.55\%$; Total = 100% なり。化學成分に於て含有せらるゝ炭酸鹽としては六方晶系に屬するものみにして、更に又化學成分と比重又は屈折率との間の關係の如きも類質同像混合體として興味ある事實を示せり。(地質 44, 卷, 1194~1198 頁, 昭 12)〔待場〕

5280. Salzburg の Habachtal の Smaragd の産狀 Leitmeier, H.

Smaragd を産出する Habachtal 附近の岩石分布特に含 Smaragd 岩に注意して記載せり。Smaragd につき新に化學分析を行へる結果、如何なる場合に於ても MgO , CaO , Na_2O は不純物として一括し得ざる事確められたり。Smaragdes の物理的恒數を他産地のものと比較し、又本紙中の大章は此等寶石の色の問題につき費されたり。Habachtal の Smaragd の起源は地球物理學的立場より Ural の Smaragd の礦床の起源と完全に一致する事見出されたり。尙 Hohen Tauern の構造に關し、與へられたる勢力ある意見に對し、北部 Venediger 地域の礦化作用の認識より反對意見を述べたり。(Tscherms

Min. Petr. Mitt., 49, 245~368, 1937)

〔河野〕

5281. 鹽基性包裹物中の光學的正號無色角閃石に就て Iwao, S.

鹽基性包裹物中に光學的正號無色の角閃石 Cumingtonite が見出され、此等 Cumingtonite 角閃石及び普通角閃石と作り出し、此等三礦物は内側より外側に向ひ順次紫蘇輝石-Cumingtonite 角閃石-普通角閃石と判然たる帯に排列せり。此等三礦物の間には Serial の光學關係を有し、この事實は三者の間には化學成分に密接なる關係あるものゝ如く考へられ、Cumingtonite 角閃石の共存紫蘇輝石、普通角閃石との構造關係は此等鹽基性包裹物中に於ける “hyperssthene-cumingtonite amphibole → common hornblende 間の replacement reaction series を推察せしむ。此等 Cumingtonite 角閃石の生成されたる狀態に關して現在に於ては詳述し得ずと述べ、最後に特筆すべきは此等捕獲岩中の紫蘇輝石は FeSiO_3 成分多量にして 57~72% に達すと述べたり。

(Jap. J. Geol. Geogr., 14, 91~115, 1937) 〔河野〕

5282. 堇青石 Winchell, A. N.

筆者は堇青石に就て行はれたる現在迄の諸研究 (神津教授、柴田氏、Eskola,

Duparc, Oppenheimer, Farrington の諸氏の研究) を總括し、その化學成分 ($\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{14}$ - $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$) の變化に對する物理性 (Ng, Nm, Np, 2V, G) の變化並びに比重と光學性の間の關係に就ての二つの狀態圖を作製發表せり。(Am.

Min. 22, 1175~1179, 1937) 〔竹内〕

5283. 珪酸鹽礦物の分類 (I) Swarz, C. K.

結晶構造の研究結果に基く珪酸鹽礦物の分類は 1928 年に Machatschki に依りて初めて試みられたり。その後 1930 年に Bragg, W. L. 及び N  ray-Szabó は各々獨立的に、又 1932 年に Machatschki は囊に發表せるものを更に擴張し、1936 年には Hermann, Lohrmann 及び Philipp に依る分類が發表されたり。珪酸鹽礦物を分類する場合に最も主要なる事は體角に依りて SiO_4 四面體の結合狀態を分つことなり。筆者はこの點より (1) 四面體が獨立的に存在するもの、(2) 一つの體角に依りて四面體の結合せるもの、(3) 二つの體角に依るもの、(4) 三つの體角に依るもの、(5) 四つの體角に依るものの五個に分類し、此等に大々 (1) Orthosilicates $\text{R}'_4\text{SiO}_4$, (2) Orthosilicates $\text{R}'_6\text{Si}_2\text{O}_7$, (3) Metasilicates $\text{R}'_2\text{SiO}_3$, (4) Metadisilicates $\text{R}'_2\text{Si}_2\text{O}_5$, (5) Dioxide type SiO_2 なる名稱を附し、更に此等の基本型の二個又はそれ以上が同一礦物中に集合せるものを集合型と名附けたり。(Am. Min. 22, 1073~1087, 1937) 〔大森〕

5284. 珪酸鹽礦物の分類 (II) Swarz, C. K.

上記の分類法に従ひて珪酸鹽礦物の各種を配列し、その成分と結晶系を附記し、更に結晶構造の記載されたる文献を詳細に掲げたり。(Am. Min. 22, 1161~1174, 1937) 〔大森〕

5285. 礦物の選擇蒸皮 Frondel, C.

一礦物が他の礦物上に礦物蒸皮を形成して結晶する作用は、一般に蒸皮結晶と液體との境界に於ける吸着に影響さるものなり。一礦物が他の早期に結晶せる晶洞結晶の存在下にて結晶する場合には、吸着がその礦物の一に選擇蒸皮を生ず。

溶液又はゾルと蒸皮結晶の表面間の化學反應も亦選擇的に生ずるものなり。筆者は礦物間の選擇蒸皮の例を記載し、普通の礦物の數種に就て蒸皮關係を論じたり。結晶構造の同一又は殆んど同一なる礦物例へば方解石族、長石族及び閃亜鉛礦—黝銅礦—黃銅礦の如きものは他の礦物に先立ちて、互ひに蒸皮する傾向あり。石英及び方解石族の礦物は相互に蒸皮する傾向を有す。炭酸礦物が石英上に結晶する傾向は、炭酸礦物上に結晶するものに比すれば少なり。石英と金屬硫化礦物各種間には、相互に結晶する傾向は認められず。金屬硫化礦物は方解石族及び螢石上に結晶する傾向を有す。閃亜鉛礦—黝銅礦—黃銅礦は炭酸礦物に先立ちて相互に蒸皮を形成す。硫化礦物は方解石族礦物の結晶作用を抑制せざるもの如し。(Am. Min. 22, 1104~1116, 1937)

〔大森〕

5286. Ontario, Michipicoten 産石英脉中の曹閃石 Hawley, J. E.

筆者は Ontario 州 Michipicoten 地方の石英脈及び酸性並びに塩基性火山岩より成る壁岩中の纖維狀曹閃石の產出狀態に就て記載せり。この曹閃石は熱水變質の末期に生成せるものにして、種々の礦物を交代す。屈折率は $\gamma=1.699$, $\alpha=1.693$

にして、光學性は正なり。消光角は 600μ に於て 5.5° , 589μ に於て 7° , 550μ に於て 9° なり。(Am. Min. 22, 1099~1103, 1937)〔大森〕

岩石學及火山學

5287. 南亞弗利加 Mamaqualand ベグマタイトの成礦作用 Gevers, T. W.

Manqualand 及 Bushmanland の花崗岩片麻岩底盤が古い岩石に迸入せる事及び優白周縁部にアブライトが發達せる事、又ベグマタイトの殘岩漿の發達にして溫度 600°C 以上にてベグマタイトの發達の Epi-magmatic stage, post-magmatic Pneumato-hydatogenic stage, 溫度は $\pm 600^\circ\sim\pm 400^\circ\text{C}$ 更に之の Initial stage は溫度 600° 以下, 400°C 以上にして、黑色電氣石、滿俺栢榴石、綠柱石、弗素磷灰石、コロンバイト、タンタライト、フェルグソン石、モナザイト、磷酸イツトリウム礦、黝輝石、曹長石を構成す、又 Later Stage は溫度 400°C 以上にて白雲母、リシア雲母の成生及 lithiophyllite の成生及 α -石英が堆積す。次に Hydrothermal stage は 400° より 269°C の溫度にして之は更に Initial (Hypothermal) stage と Later stage, hydrothermal stage に分れ、Initial にては石英電氣石礦脈成生され、白雲母の成生が繼續し Molybdenite, bismuthinite, chalcopyrite の堆積を見、Later stage には間際に曹長石の少量の成生、 α -quartz の繼續的成生 epidote 及び chlorite の成生、硫化物の堆積を見 Late Hydrothermal stage は 269°C 以下の溫度

で, native bismuth を生じ, contact pegmatite に於ては zoisite, thulite, prehnite を生ず, Supergene process に依り uranophane 及 gummite はコロンバイト, タンタライトと共に生ず。(Trans. Geol. Soc. South Africa, 39, 331-377, 1937.)〔瀬戸〕

5288. 岩石及礦物の化學分析 Wells, R. C.

本文は亞米利加合衆國地質調査所報告にして 1914-1936 年に至る岩石及び礦物の化學分析を列舉せりその分析總數は 1533 にして, その内譯は火成岩及結晶岩 444, 砂岩, チャート 64, 岩酸鹽岩石 215, 粘板岩, 頁岩 24, 粘土, 土壤 115, 礫石, 礫石 156, 礦物 515 なり, 尙ほ地質調査所報告 591 號は 1880~1914 年 1 月迄の分析表にして本篇はその追加にして 1880 年より 1936 年に至る調査所に於て行ひし岩石及礦物の化學分析數は總數 4322 なり。現今調査所に於て分析を擔當せる分析者は九人なり。(Geol. Surv. Bull, 878, 1~134, 1937)〔瀬戸〕

5289. Kimberlite に就て Holmes, A

Kimberlite は主として橄欖石, 頑火石, クロム 透輝石, 柘榴石, 金雲母, チタン 鐵礦, 金剛石, 方解石並びに P_2O_5 及 SrO の少量を含む礦物等より成り Kimberlite を珪酸, 礆土, アルカリ, 及石灰苦土成分並びに水, 炭酸瓦斯を夫々頂點とせる三角圖表に投影する時は Kimberlite の占むる位置は橄欖石 melilitite 及金雲母岩とを結ぶ圈内と水, 炭酸瓦斯, 方解石を表し線との間にあり且つ夫は炭酸鹽岩脈を経て方解石に漸移す。然れども此の假説に

Kimberlite の石基は水熱變質せる橄欖石 melilitite なりと簡單には説明し得ず。

Kimberlite の成分には著しき差異あり又金雲母の量著しく異なるありかくして Kimberlite は加里の多き種類より曹達含量の多き種類迄變化す。Spectroanalysis の結果 Kimberlite には Goldschmidt 氏の地化學的分類を参照せんに Chalcophyile element に富み但し硫黃は例外なり, 又 Siderophile element に富み, Pegmatite に集中する元素は比較的少なし, 又 Pb 及 V は平均火成岩と同量を示す。著者は Kimberlite の起源は榴閃岩及びヅン橄欖岩が以前に結晶して分離せる結果初成橄欖岩より誘導されたりと考へ eclogite が分離せる故殘岩漿は比較的加里に富み珪酸少くなりしならん, 且つ Eclogite は Kimbeilite より一層古き事を著者は證明せり。(Trans Geol. Soc. South Africa, 39, 379-392, 1937)〔瀬戸〕

5290. 深成岩中の包裹物の起源 Grout, F. F.

分結作用は包裹物に對する證明に有効ならず。又包裹物は岩漿と反應し, もしも岩漿と平衡に非ざる時は包裹物はその礦物成分及石理を完全に變化し且化學成分を著しく變ず。而して長石及他の礦物成分は岩漿により, 包裹物中に加はり, 石理は殆ど斑品質になり, 起源の標準は全く失はれ, 夫故に Cognate 又は火成岩質かの特種の起源を假定する事は安全ならず。又ホルンフェルス構造は接觸作用に依り固體中にて再結晶せる強き基準となり, この構造は半花崗岩及煌斑岩に近似

す、又頁岩は岩漿と全く作用し且頁岩は最も豊富なる岩石にして、粘土に對する岩漿の作用に依りて構成さる斯様な反應包裹物は底盤に最も多し。磐岩に對する包裹物の野外關係及漸移的系列は包裹物の起因を決定するに最も價值あり又水成礦物石理又は成分が存する場合には之等は水成捕虜岩なれども、彼等を缺く場合には何等標準なし、又形狀大さ、接觸の銳さ、包裹物中の新礦物比は起源を推定するに幾分價值あり。(Bull. Geol. Soc. Amer., '48, 1521-1572, 1937.)〔瀬戸〕

5291, Ungarn の Sag 山及びその岩石 Jugovics, L., Marchet, A.

Ságberg の火山錐は Pontikum 時の末期に四回の噴出に依り生成されたり。第一回の噴出は凝灰岩、第二回、第三回は玄武岩、第四回は上部玄武岩の孔隙に Dolerite として固結せるものなり。玄武岩はアルカリ長石、Anorthoclase 又は Sanidine の周縁帶を有する斜長石、透輝石質輝石を主成分とし又 Dolerite は Essexites を想起せしめ、Anorthoclase 周縁を有する累帶斜長石、チタン輝石、エジル輝石を含有し兩者は礦物成分より何れも大西洋型を示せり。化學的にも玄武岩は Niggli の essexitgabbroiden 岩漿に屬し、Dolerite は essexitischen 岩漿に屬し、礦物成分と同結果を示せり。本玄武岩の化學成分は Plattensee 地域の玄武岩に類似し、Salgótarján 周囲の玄武岩とは著しく異なり、北部ボヘミヤの玄武岩との化學的の精密關係は不明なり。Ságberg の Dolerit に近似せる噴出岩は上記諸地方には見出されざるも化

學的類似のものは北部 Ungarn の Medves-Berg に出で、又北部ボヘミヤの Tephrites と玄武岩とも同様の關係なり。Ungarn の玄武岩の噴出の時代につきては見解は一ならざるも、一部分は Pontikum、一部は次の levantinische 時に移行せるが如し。(Tscherms, Min. Petr. Mitt., 49, 369~413, 1937.)〔河野〕

5292, Lahnmulde の Keratophyre Götz, H.

Lahnmulde の泥盆紀に出づる Keratophyre 14 個につき、その變種を精密に研究せり。化學成分より此等岩石は Na 列に屬するも Niggli の岩漿型と比較せるに K 列への漸移傾向が認められたり。尙岩漿中には鐵含量比較的高く、この事は礦物成分中に於て又鐵礦自體の晶出により明示され、これは又本岩石及内部に於ける Keratophyre の特性を示せり (Tscherms, Min. Petr. Mitt., 49, 168~215, 1937)〔河野〕

5293, 斜長石斑狀變晶の發達 Goodspeed, G. E.

斑狀變晶構造 (porphyroblastic textures) は北東 Oregon の Wallowa Mountains のホルンフェルス中に普通に見られる。最近の研究によれば Washington の Cascades の或る種の岩石中にも見られる。斜長石斑狀變晶は初成礦物の結晶形を示す他形のものより完全に自形に發達せるものに至るまで存在す。同變晶は種々の特徴形を示し、poikioblastic structures を呈するもの、helizitic inclusions を有するもの、複雑なる集合體をなせるものあり。

斯くの如き變成構造は再結晶交代の解釋に對する重要な一問題と考へらる。

(Am. Min., 22, 1133~1138, 1937)〔竹内〕

5294. 三原火山の地球物理學的研究 高橋龍太郎、永田武。

三原火山の火口内地形の再測を行ひたるに1936年11月の前測定より今度の1937年8月の測定に至る間に於て、火口底に新な熔岩の噴出堆積が認められ、然も火口底は10~20m程度深くなれり。赤熱熔岩の表面溫度を光學高溫計にて測定しその結果に水蒸氣の吸收による影響に對する補正を行ひ $t=1060^{\circ}\text{C}$ なる値を得たり。赤熱熔岩表面の定常的波動運動より其粘性係数を計算して、 $\mu=5\times 10^4$ CGSを得たり。こは 20°C に於ける水飴の粘性度に等しく Kilauea の熔岩の粘性より大なるも内部に於ては更に精度性の小なる事期待さると述ぶ。(地震、彙, 15, 1047~1053, 1937)〔河野〕

5295. 本邦火山の地球化學的研究(其九) 淺間火山附近湧出水の重水濃度測定(第一報) 柴田雄次、野口喜三雄、金子修。

筆者等は淺間火山附近の湧出水に就きて小泉理學士の方法により測定し、次の如く種々の場合に就きて考察せり。淺間火山附近湧出水の重水濃度は實驗誤差の範圍外で東京市水道水より重きものは存在せずして却て輕きもの相當に存在せり。重水濃度と海面上の高さとの關係を見るに明らかなる關係なく、重水濃度の分布は湯川の流域、湯の瀬、大笹鑛泉等に輕きもの多し。重水濃度と水温との關係は一般に高温度のものは低温度のものより輕

し。重水濃度と pH との關係は、酸性度の高きものは一般に酸性度低きものより輕し。重水濃度と Ca との關係は一般に Ca 含有量の多きものは Ca 含有量の少きものより輕し。重水濃度と Cl との關係は Cl 含有量の多きものは Cl 含有量の少きものより輕し。(日化, 58, 1032~1024, 昭12)〔待場〕

金屬礦床學

5296. 馬來半島の錫礦床 Westerveld, J.

本報文は以前に Dr. N. Wing Easton 氏が本誌に報じたるものに對して著者の研究結果と相異する點あるを以て其の點につき著者の見解を披瀝したるものなり。即ち異なる見解の重なる點は、(1) 此地方には時代を異にせる二個の花崗岩が存在するに非ずして唯一個あるのみなり。(2) 花崗岩の貫入及礦化作用は深部に於て行はれ、(3) 或種の接觸變質作用は實際存在せり。(4) Easton 氏の言へる如き閃綠岩其他の岩脈は Banca、及び Billiton の錫花崗岩に於ては見ることが得ず、(5) 水成岩の小丘は花崗岩の貫入によりしものに非ずして、erosion の結果なり。(6) 錫の礦化作用の時期は Pliocene に非ずして恐らくは Pre-Cenoman なるべし。其の他 mineralization の zonal arrangement の存在すること等多數 Easton の論述を覆へず點を詳細に説明せり。(Econ. Geol., 32, 1019~1041, 1937)〔中野〕

5297. 本邦の銅礦床 木下龜城。

本邦の銅礦床は大體4つの型式に分類

せられ、1. 熱水交代礦床、2. 裂隙充填礦床、3. 接觸質礦床、4. 層狀含銅硫化礦床等にして、1 の熱水交代礦床と云ふは主として黒礦々床にして、殆ど全部北日本内帯に集まり、それ以外には千島弧の内帯と南日本内帯のうち極く海岸に近き一部及富士火山帯に沿ひし地方に二三の例を見るのみなり。又 2 の裂隙充填礦床のうち淺熱水乃至中熱水礦床に屬するものの分布も亦上述のものに殆ど一致して、第三紀時代の火山活動の著しかりし地域に相當せり。之に對し深熱水性及び第 3 の接觸變質礦床は北日本外帯と南日本内帯中、日本海沿岸に沿ふ綫長き一帯を除ける部分に限られ、盛に花崗岩の進入したる地方に多し。又第 4 の層狀含銅硫化礦床は北日本外帯及南日本内帯の一部にも産すれど、その大部は南日本外帯並に琉球外帯にあり。

以上の研究より筆者は銅礦床を 3 つの區に分ち、別子區域、吉岡、八瑛區域、足尾、小坂區域となし、その發達せる地方、主要なる礦床及地質學的特徴等を列舉せり。

(九州帝大工學部、研報、2, 昭 12)〔中野〕

5298, 磁硫鐵礦と他の硫化金屬との間の熱的實驗に就て Hewitt, R. L., Schwartz, G. M.

多數の礦石中の磁硫鐵礦と pentlandite, 黃銅礦, 方鉛礦, 閃亜鉛礦等との間の固溶體關係に就て熱的實驗を行へり (18 Ann. Meeting, Geol. Soc. Am. 1937.)〔中野〕

5299, Darwin 銀鉛礦床の成因

Kelley, V. C.

Darwin 礦山は California 州の東部に在

りて mesothermal 又は leptothermal に屬すべき pyrometamorphic type の礦床なり。Darwin stock と呼ぶ石英閃綠岩の岩瘤が Pennsylvanian age の石灰岩を貫通し、この岩瘤の周圍に於て metasomatism が盛となり多量の珪酸と其他の物質が magmatic emanation によりて石灰岩中に供給せらる。礦體の形成は之等の珪酸の形成よりも遙かに後にして、この中間に於て地層の擾亂が起り、其後に礦床が形成せられたるものにして、礦床は火成岩の接觸部に生じたる接觸礦床及び多數の bedding plane に沿ひて形成せられたる bedding plane deposit と最後に最も多數存在せる裂隙充填礦床とに大別せらる。脈石は主に方解石、黃銅礦, jasper, 螢石等にして其他少量の石榴石、正長石、石英、赤鐵礦、菱鐵礦、重晶石等を産す。

方鉛礦及其酸化物が主要なる礦石にして其他、閃亜鉛礦及黃銅礦を伴へり。銀は方鉛礦中にある luzonite 及 tennantite 中に含有せらるゝものの如く、microchemical test にても銀の反應を示さずと云ふ。(Econ. Geol., 32, 987~1008, 1937)〔中野〕

5300, Mount Isa 礦床に就て Blanchard, R., Hall, G.

この礦床に就ては既に Grondijs 及び Schouten 兩氏により記載せられ、殊に詳細なる顯微鏡下の觀察に基きて其成因を論述せられしが、その推論は若干野外に於ける觀察の結果と相違する所あり、夫故著者等の結論を改め、更に猶疑問として殘されし個所に就きてその解決を與へたるものなり。(Econ. Geol., 32, 1042~

1057, 1937.) [中野]

5301, メキシコ, Teziutlam 銅-亜鉛礦床 Edelen, A. W. and Lee, H. V.

Teziutlan 銅-亜鉛礦床は Teziutlan, Puebla, Mexico に在り, Cambrian 末期乃至 Paleozoic 初期に於て生成せられしと考へらる。母岩は略水平に横はれる片岩及び千枚岩にして礦床はその中の一層位をなし知られたる水平延長は 1200 m に達す。初成礦物は石英, 黄鐵礦, 閃亜鉛礦, 黄銅礦及び方鉛礦にして銀のアンチモナイドを少量に交ふ。硫化礦物は何れも微粒塊狀をなし粒大 0.09mm 以下なり。礦床は地下深所に於て粗粒玄武岩の貫入岩床より上昇せる基性岩漿により導かれたるものなり。(Mining Tech., Nov. 1937, T. P. 858) [竹内]

石油礦床學

5302, Pennsylvania に於ける Oriskany 層の研究 Hamilton, S. H.

Carbon ratio theory は Pennsylvania に於ては一般に適用せらるゝも或る地域に於ては適用し得ざる事あり。筆者は石油の存在を推定する條件としてメタン量による新説明を提唱せり。即ち Oriskany 構造に於ける瓦斯を研究せる結果によれば Oriskany 層に於ける石油はメタン含有量 80% に下りたる地域に産するものにしてこれ以上の所には産せざるものなり。Oriskany 層の砂岩層を研究せる結果背斜部の砂岩は向斜部より大にして堆積當時の地形に關係あるものなり。Oriskany 砂岩層の石油の根源はその下部の珊瑚石

灰岩にして、石灰岩の抽出油は砂岩中の石油と類似性を有するものなり(B. Am. A. Petrol. Geol., 21, 1582-1591, 1937) [八木]

5303, Montana 州に於ける石油 Knapen, R. S., Moulton, G. F.

當地方に於ては Carboniferous 石灰岩及び黑色頁岩は相當の厚さに發達し、而も之等は石油根源層と推定す可き條件を備ふるものなり。尙油礫岩となる可き砂岩層の發達が著しく、事實上石油及び瓦斯を含有するものが認めらる。地質構造も數個の圓頂丘構造及び背斜構造が存在し、推定油田區域として充分なる條件を備ふるものなり。而して當地域の背斜構造及び圓頂丘構造には十數井の試掘を試みたるも何れも經濟的出油を見ざるも、之等の試掘深度は淺き故更に深き試を掘なす可きものなりと信せらる(U. S. G. S., B., 822, 1-70, 1931) [八木]

5304 Colorado の Granby 背斜 Lovering, T. S.

この背斜構造は約 15 哩の間追跡し得る狭き背斜にしてその大部分は溶岩流及砂礫によりて被覆せらるゝものなり。當地域の地質は Pre-Cambrian 時代の岩石が基盤をなし、その上部に Morrison 層及 Dakota 砂岩層, 海成白堊紀頁岩及砂岩層が存在す。背斜構造は西翼 $40^{\circ} \sim 64^{\circ}$ 東翼 $10^{\circ} \sim 40^{\circ}$ の非對稱的の狭きものなり。而して Walden 附近に於ては背斜軸に於て油礫をなす Dakota 砂岩層迄約 5,000' なり。然れども白堊紀層の Pierre 頁岩層中には $20 \sim 40'$ の砂岩層

が存在するが故に 1,200'~2,000' の深度に於て石油及び瓦斯を期待し得可く、尙 Dakota 砂岩層に於て更に期待し得可し。U. S. G. S., B. 822, 71~76, 1931)〔八木〕

5305. Utah の瀝青砂岩 Spieker, E. M.

Utah の Vernal の南西 3~4 哩にある Asphalt Ridge には始新期及白堊紀に屬する砂岩層中に瀝青物によりて飽和せるものが發見せらる。七ヶ所に露頭はその走向に沿ふて 11.5 哩に達するものなり。筆者は資料に就きその含有量、性質、砂粒の大きさと含有量との關係等に就きて試験せり。その含有量は 8~15% に達するものなり。この推定によれば瀝青砂岩の量は 1.5 哩に 1,970, 000, 000 ton にして鋪道用として充分の經濟的價值を有するものなり。尙之等の瀝青物は水素添加を行へば液體燃料も採取し得るものなり。(U. S. G. S. B. 822, 77-98, 1931)〔八木〕

5306. Texas の Sand Hills 油田 Cordry, C. D.

Sand Hills 油田は West Texas structural platform の中央部を占むるものなり。

Permian 時代の dolomite 層に鑿井せる結果によれば大なる構造の存在する事が明瞭になり且つ油井の成功を見たり。尙更に Ordovician dolomite 中に掘進し 5 井の内 4 井の出油井を見たり。即ち Ordovician の油井は Permian 西方部に位し、之等の地質構造は main uplift に對し、複雑なる副構造を呈するものと推定せらる。(B. Am. A. Petrol. Geol., 21, 1575-1578, 1937)〔八木〕

窯業原料礦物

5307. ハロイサイト及びアロフアン

Ross, C. S. and Kerr, P. F

筆者等は 1931 年以來カオリソ礦物の研究を發表し、既にカオリナイト、デイツカイト及びナクライトに就て記述せり。本研究はカオリソ屬の第四の礦物として halloysite に就て化學的、光學的、X 線的及び脫水現象に就て詳細に研究せるものなり。halloysite は以前には amorphous の礦物として記載せられたれど X 線研究の結果結晶構造を有すること明かなり。halloysite はカオリナイトの如く常に風化礦物として生成せられデイツカイト及びナクライトの如く熱水過程により生成せらるゝに非ず。allophane は halloysite に伴はれて産出する amorphous 物質なり。即ち結晶構造を有せず一定の化學成分を有せざる Si, Al, H₂O 及び少量の bases の混合物なり。(V. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 185, 135~148, 1934-5)〔竹内〕

5308. 深海村に産出する天草陶石 小川 新一郎, 寺崎厚治。

本邦磁器主要原料の一なる天草陶石は天草下島の西北部、高濱、小田床、下津深江、都呂々の四ヶ村より採掘されつゝあり。東南部久玉村及び深海村のものに就ては未だ充分なる研究を見ず。筆者はこの深海産のものに就て原料としての適性試験を行ひ白色陶磁器特に磁器素地原料として有用なる事を確めたり。この陶石は檢鏡の結果、石基は石英及び長石の微細なる結晶より成りその間をカオリンが

填充せるものにして、少量の葉狀蠟石をも確めたり。石英の疵品は比較的多く、白雲母及び黒雲母も少量存在す。之を高濱産の陶石と比較するに、本陶石は長石の含有量少なれども、カオリンの夫は夫なり。高濱産の如く絹雲母を含有せざれども、白雲母及び黒雲母を含有す。更にこの分析結果を、高濱産のものと比較するに、 SiO_2 の含有量は兩者共に略同量なれども、 TiO_2 は深海産 0.03%にして高濱産は痕跡、 Al_2O_3 は深海産が僅かに大なり。更に耐壓強度、比重及び有孔度、粉碎試験、雲母除去試験、焼成結果及び耐火度、磁器素地試験等に就て述べたり。(窯業協會誌 46, 27~32, 昭和13年)(大森)

石 炭

5309, 石炭層中の硫化鐵の成因 中村小四郎。

石炭層中の硫化鐵硫黃の根源は海水中の硫酸鹽なることを實驗の結果推斷し之等の硫化鐵は炭層中に於ては主として石炭と岩石との接する部分に多く、その形態は結晶粒の集合より成る場合又は結晶形の判然せざるもの、或は又球狀のもの等あり。著者は最後にその成因として、石炭の原植物が海濱乃至河口に堆積するか又は陸上に堆積したるものが、其後海水に浸され、この際海水中の硫酸基を吸着す。この SO_4^{--} は岩石中の陽イオン例へば Mg , Na , K 等と化合して硫酸鹽を作り、之が CO , CH_4 , H_2 等石炭の還元性物質によりて還元せられて硫化物となる。硫化物が可溶性なる時は水に溶解し

解離して M'' と S'' となる。もし Fe が可溶の形にありて Fe'' 又は Fe''' を出す時は鐵の硫化物を沈澱するに至る。(九州帝大, 工, 研報 2, 昭12)(中野)

5310, コークスの脱硫 Mirew, D.

石炭を乾溜する場合に石炭中に含有せられたる瀝青質が硫黃に及ぼす影響に就て研究せるものなり。4%の硫化礦並びに20%の石炭タールピッチを加へたる木炭を窒素氣流中にて 900°C に加熱する場合に、この硫化礦より生じたる硫黃は瀝青質に依りて有機硫黃となりて固定せり。又石炭をコークス化する場合に、例へば Na_2CO_3 , CaO , MgCl_2 , Fe_2O_3 又はかくの如き鹽基を生ずる物質を加へる時には、コークスの脱硫は良好となれり。

水蒸氣の氣流中にてコークス炭をコークス化する場合に、この水蒸氣が比較的低温なる時には、全コークス硫黃の17乃至30%が除去せらるゝも、この際鹽基の添加は特別なる効果を示さず。(Brenn, Chem. 18, 313, 1937)(大森)

會 報

會員逝去 本會々員神津健太君は前途有爲の身を以て病魔に犯され久しく療養中の處、去る1月17日東京市中野區千光前町11番地の御自宅に於て逝去せられたり。ここに哀悼の微意を表すると共に、本會々長より謹んで弔辭を呈せり。

本 會 役 員

會 長 神 津 俣 祐

幹事兼編輯 渡邊萬次郎 高橋 純一 坪井誠太郎

鈴木 醇 伊藤 貞市

庶務主任 瀬戸 國勝 會計主任 高根 勝利

圖書主任 八木 次男

本 會 顧 問 (五十名)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	片山 量平	金原 信泰	加藤 武夫	木下 龜城
木村 六郎	佐川榮次郎	佐々木敏綱	杉本五十鈴	竹内 維彦
立岩 巖	田中館秀三	德永 重康	中尾謹次郎	中村新太郎
野田勢次郎	原田 準平	福田 連	藤村 幸一	福富 忠男
保科 正昭	本間不二男	松本 唯一	松山 基範	松原 厚
井上禎之助	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次	

本誌抄録欄擔任者 (五十名)

大森 啓一	河野 義禮	鈴木廉三九	瀬戸 國勝	高橋 純一
竹内 常彦	高根 勝利	鶴見志津夫	中野 長俊	根本 忠寛
待場 勇	八木 次男	吉木 文平	渡邊萬次郎	渡邊 新六

昭和十三年二月廿五日印刷

昭和十三年三月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 河 野 義 禮

印 刷 者

仙臺市教樂院丁六番地

鈴 木 杏 策

印 刷 所

仙臺市教樂院丁六番地

東北印刷株式會社

電話 287番・860番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右 會 内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參圓 (前納)
一ヶ年分 六圓

賣 捌 所

仙臺市國分町

丸善株式會社仙臺支店

(振替仙臺 15番)

東京市神田區錦丁三丁目十八番地

東 京 堂

(振替東京 270番)

本誌定價 郵稅共 1部 60錢

半ヶ年分 豫約 3圓30錢

一ヶ年分 豫約 6圓50錢

本誌廣告料 普通頁1頁 20圓

半年以上連載は4割引

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

- Graphic formulae for the oil-field folding(2)..... J. Takahashi, *R. II.*
 Geology and ore-deposits of the Takano mine, with a special
 reference to the mode of occurrence of a tellurium-bearing mineral
 O. Nakano, *R. S.*
 Wolframite from the Obira mine..... Sh. Watanabé, *R. S.*
 Bipyramidal quartz in liparite tuff, developing near the Towada volcanic
 lake S. Kôzu, *R. II.*, Y. Kawano, *R. S.* and K. Ohmori, *R. S.*

Short article :

- Comparison of the two different kinds of phenocrystic
 quartz in liparite and quartz porphyry.....
 S. Kôzu, *R. II.* and T. Takénouti, *R. S.*

Abstracts :

- Mineralogy and Crystallography.* Crystal structure of bornite etc.
Petrology and Volcanology. Mineralization in pegmatite etc.
Ore deposits. Tin deposits in Malayan Peninsula etc.
Petroleum deposits. Oriskany explorations in Pennsylvania etc.
Ceramic minerals. Halloysite and allophane etc.
Coal. Origin of iron sulphides in coal seams etc.

Notes and news

Published monthly by the Association, in the Institute of
 Mineralogy, Petrology, Economic Geology,
 Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.